

## АМАГМАТИЧЕСКАЯ НАЧАЛЬНАЯ ФАЗА СУБДУКЦИИ НА КРЫМСКО-КАВКАЗСКОЙ ОКРАИНЕ ТЕТИСА

© 2001 г. М. Г. Ломизе, Д. И. Павов

Геологический факультет МГУ, 119899 Москва, Воробьевы горы

Поступила в редакцию 09.08.2000 г.

Результаты изучения Крымско-Кавказского обрамления мезозойского океана Тетис позволяют проследить последовательность геологических событий, происходящих при преобразовании пассивной континентальной окраины в активную. Отчетливо выявляется начальная амагматическая фаза субдукции, предвещающая формирование окраинно-материкового вулканоплутонического пояса. Она соответствует времени от заложения зоны субдукции до того момента, когда уходящая на глубину океаническая плита начинает инициировать магмообразование.

В условиях пассивной окраины (лейас-аален) континентальная литосфера испытывала растяжение, выразившееся в ее опускании ниже уровня моря и заложении бассейнов рифтового типа. В начальную фазу субдукции произошло общее сжатие и поднятие континентальной окраины, которое сопровождалось отмиранием рифтогенных структур и их магматизма, а также складчато-надвиговыми деформациями с последующим прогревом утолщенной коры (по К-Аг данным). Стратиграфический перерыв, определяющий продолжительность начальной амагматической фазы субдукции, охватывает зоны *Graphoceras concavum* верхнего аалена и *Sonninia sowerbyi* нижнего байоса (178–175 млн. лет). Соответствующий интервал в 3 млн. лет укладывается в расчетное время перемещения переднего края субдуцировавшей плиты до астеносферных глубин, после чего сжимающие напряжения снизились, континентальная окраина опустилась ниже уровня моря, складчатость прекратилась, а на поверхности вскоре начал формироваться Понтийско-Закавказский вулканоплутонический пояс.

Перестройка тектонического режима коррелируется с глобальной сменой северного континентального дрефта южным, что и способствовало, вероятно, надвиганию широтной Крымско-Кавказской окраины на океаническую литосферу Тетиса и заложению зоны субдукции. Тем самым были обусловлены локальные приуроченные к этой окраине тектонические явления: интенсивное поднятие, отчетливо проявившееся даже на фоне эвстатического максимума, а также особая “дзирульская фаза” складчатости на рубеже аалена и байоса, которая не вписывается ни в одну из канонических фаз, попадая в интервал между древнекимммерийским и новокиммерийским тектогенезом.

### ВВЕДЕНИЕ

Тектонические условия заложения новых зон субдукции и, в частности, преобразования пассивных континентальных окраин в активные давно уже привлекают внимание исследователей, но все еще мало изучены [30, 45]. При палеотектонических реконструкциях начало субдукции обычно датируют первыми проявлениями соответствующего магматизма. Между тем, если исходить из наблюдаемых в настоящее время скоростей субдукции, наклона зон Беньюфа и глубин их магмогенерирующего отрезка под активными вулканами, то должно пройти 2–8 млн. лет от заложения зоны субдукции до того момента, когда уходящая вниз океаническая плита достигнет критических глубин и начнет инициировать магмообразование и вулканизм. Эта *амагматическая начальная фаза субдукции*<sup>1</sup> должна учитываться при детальных исследованиях. Результаты изучения Крым-

ско-Кавказской окраины мезозойского океана Тетис обнаруживают те геологические проявления начавшейся субдукции, которые в течение нескольких миллионов лет предшествовали образованию вулканоплутонического пояса.

Формирование Средиземноморского складчатого пояса в ходе развития и последовательного замыкания океана Тетис нашло отражение в многочисленных публикациях, в том числе в атласах палинспастических карт, демонстрирующих современные возможности палеотектонических реконструкций [27, 31]. Широко известна асимметрия этого океанического бассейна, который размещался между пассивными окраинами Гондваны на юге и активными окраинами Лавразии на севере. При этом происходило рифтогенное дробление гондванских окраин, с последующим перемещением континентальных фрагментов к зонам субдукции и аккреции на северном обрамлении океана, что не исключало относительно кратковременного развития там пассивных окраин. В частности, они были характерны для начала альпийского этапа, и некоторые исследователи объясняют это раскрытием мезозойского Тетиса

<sup>1</sup> Такая начальная фаза субдукции, наряду с другими обстоятельствами амагматической субдукции, была рассмотрена одним из авторов настоящей статьи (М.Г. Ломизе) в докладе на II конференции “Тектоника литосферных плит” (Звенигород, 25–27 окт. 1989 г.).

как нового океанического бассейна к югу от прежнего [38, 39]. Одна из таких окраин представлена на Крымско-Кавказском отрезке северного обрамления (рис. 1), где пассивный режим сохранялся в течение лейаса и начала средней юры. Смена тектонической обстановки произошла в конце ааленского века, когда заложились новые зоны субдукции. Именно это преобразование среднеюрской пассивной континентальной окраины Тетиса в активную удается там на достаточно полном и детальном материале, который позволяет судить о геологических проявлениях амагматической начальной фазы субдукции.

### ПАССИВНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА ТЕТИСА ДО НАЧАЛА СУБДУКЦИИ

Предложенные разными авторами палеорекострукции Крымско-Кавказской окраины океана Тетис для начала альпийского этапа неоднозначны. Особенно важны различия в определении размеров и тектонической природы раннеюрского бассейна Большого Кавказа [12, 31], а также общая оценка геодинамического режима континентальной окраины. В своем варианте палеотектонической карты для ранней юры – аалена (I на рис. 2) мы исходим из того, что полное отсутствие юрских офиолитов свидетельствует против океанической природы этого бассейна, а ряд других признаков позволяет предполагать под ним сильно утоненную, пронизанную диабазовыми дайками континентальную кору [6, 9]. Соответственно показана и приблизительная ширина бассейна. Мы не сочли возможным корректировать ее по палеомагнитным данным.

Одни авторы трактовали Крымско-Кавказское обрамление Тетиса начала альпийского этапа как пассивную континентальную окраину “атлантического типа” [37, 38, 43], другие как активную [10, 26]. Мы полагаем, что имеющийся фактический материал определенно свидетельствует в пользу первого из этих решений.

Располагавшийся непосредственно к югу океанический бассейн (одна из ветвей Тетиса) оставил офиолитовые комплексы, приуроченные к краевым сутурам, которые, несмотря на позднейшие коллизионные деформации, прослеживаются на всем протяжении от района оз. Севан к Эрзинджану и далее до п-ова Армутлу на окончатии Западных Понтидов [35]. Среди этих офиолитов есть позднетриасовые и раннеюрские, что доказано в Закавказье находками радиолярий в вулканогенно-осадочных образованиях, а также Sm-Nd датировками габбро (225 млн. лет) и базальтов (230–200 млн. лет) [4, 44]. Геохимическое изучение офиолитов из этих сутур (в том числе и более молодых комплексов) показало их большое разнообразие. В частности, среди базальтоидов есть

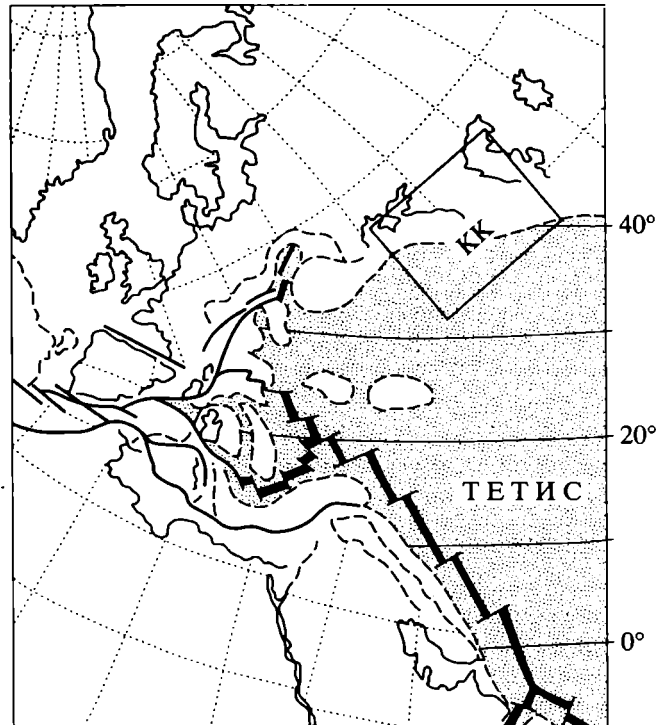
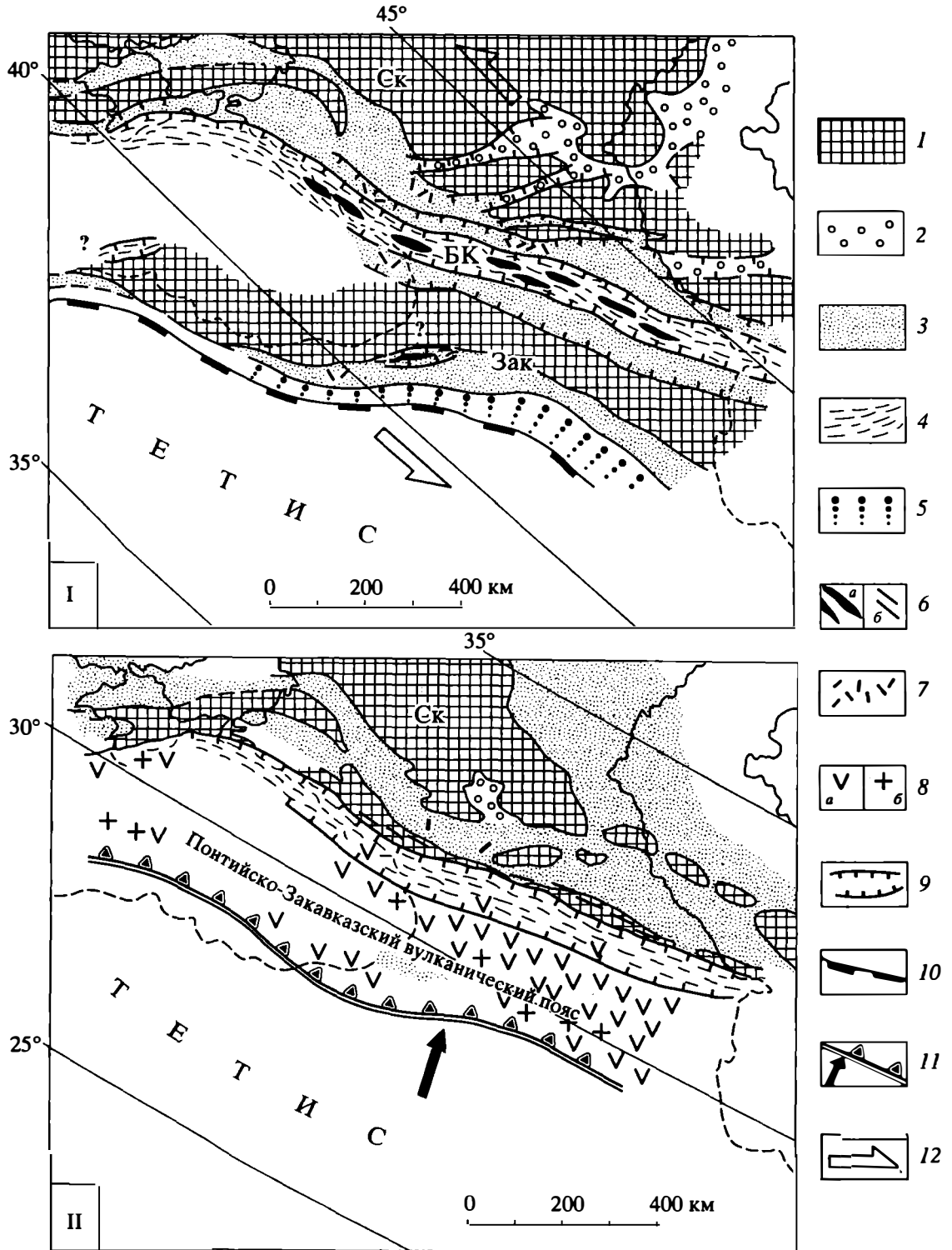


Рис. 1. Размещение Крымско-Кавказской континентальной окраины (в прямоугольнике КК) на реконструкции океана Тетис для ранней юры (тоарского века), по Ж. Деркуру и др. [27], с изменениями.

Палеошироты показаны сплошными линиями, современная градусная сетка – точками. Утолщенные линии – оси спрединга и разломы.

как нормальные толеиты спрединговых зон, так и различия с внутриплитной и островодужной специализацией [23], происходящие, по-видимому, из разных участков неоднородного и обширного океанического бассейна. Большая ширина этого бассейна уже давно предполагалась для лейаса на основании резкого различия аммонитовых комплексов лавразийского шельфа (в Понтидах) и гондванских микроконтинентов (на Мунзур-даге), впоследствии сближенных и непосредственно контактирующих по офиолитовой сутуре [28, 29]. Предположение это подтвердилось при палинспастических построениях, учитывающих линейные аномалии океанов и палеоширотные определения [27, 31].

На предлагаемой реконструкции Крымско-Кавказского обрамления Тетиса (см. рис. 2) мы замкнули глубоководные впадины Черного моря, поэтому континентальный блок Понтид смещен к северу на 150–200 км. В кавказской части реконструкции, где особенно важны альпийская складчатость и надвиги, расширена область Большого Кавказа и пододвинутого под него Закавказского массива, так что крайние тектонические единицы оказались южнее на 100–130 км. Соответственно изменилась конфигурация границы



**Рис. 2.** Палеотектонические реконструкции Крымско-Кавказской окраины Тетиса: I – пассивная континентальная окраина до начала субдукции (в ранней юре–аалене); II – активная континентальная окраина после установления режима субдукции (в байосе–бате).

1 – области поднятия и размыва; 2–5 – области накопления отложений: 2 – континентальных, 3 – мелководно-морских, 4 – относительно глубоководных, 5 – в фациях континентального склона; 6 – толеитовые базальтоиды (а), в том числе дайки (б); 7 – прочие вулканы, преимущественно известково-щелочные и субщелочные; 8 – вулканические (а) и интрузивные (б) образования субдукционного пояса; 9 – сбросы на бортах рифтогенных бассейнов; 10 – пассивная граница континент/океан; 11 – зона субдукции; 12 – вероятное направление напряжений.

Палеошироты даны по [27], приблизительно. Ск – Скифская платформа, БК – бассейн Большого Кавказа, Зак – Закавказский массив.

онтинент/океан, современное положение которой маркируют краевые офиолитовые сутуры.

Реконструкция суммирует данные за время, охватывающее раннюю юру и аален (около 25 млн лет). Вырисовывается пассивная континентальная окраина шириной до 500–600 км, где литосфера испытывала растяжение, выразившееся дифференцированным опусканием ее поверхности ниже уровня моря, а также заложением линейно-вытянутых бассейнов рифтового типа, в том числе бассейна Большого Кавказа. Лейасовая трансгрессия пришла на эту окраину с юга и перекрыла ложное, гетерогенное основание, включавшее как массивы древних кристаллических пород, так и аккреционные комплексы позднего палеозоя [41]<sup>2</sup>. Опускания начались в геттанге еще в континентальных условиях (в Сомхето-Кафанской юне Малого Кавказа [9]), в раннем синемюре морская трансгрессия захватила Закавказский массив и Понтиды [41], а также осевые части бассейнов Большого Кавказа и Горного Крыма [14]. В позднем синемюре она распространилась на северные борты этих бассейнов. В плинсбахе трансгрессия проникла сначала на южную окраину Скифской платформы, а в тоаре–аалене образовались значительные по площади морские бассейны в ее западной части.

У самой границы континент/океан прослеживается узкая полоса распространения относительно глубоководных глинистых (в Восточных Понтидах и на Шамхорском поднятии Малого Кавказа [9]) или флишоидных (на Локском и Храмском массивах [9]) отложений, которые могли формироваться уже на континентальном склоне. Дальше от края, в осевой части Понтид и Закавказского массива, поднятие и размыв соседствовали с областями накопления маломощных мелководных отложений шельфа [20, 36]. В районе Байбурта (Восточные Понтиды [37]) среди синемюр-нижнеплинсбахских отложений отмечаются горизонты вулканитов среднего и кислого состава, связанные, скорее всего, с резким, по разрывам погружением фундамента на переходе от шельфа к континентальному склону.

Система линейно вытянутых бассейнов рифтового типа в области Большого Кавказа и Предкавказья служит главным выражением обстановки растяжения на рассматриваемой континентальной окраине Тетиса в лейасе – аалене (см. рис. 2). Вполне вероятно, что подобные структуры формировались и на краю шельфа, представ-

ленным в Понтидах. В частности, близ Арду [37] известны терригенные турбидиты, а южнее Артина “сланцево-диабазовая ассоциация”, лежащие на метаморфическом фундаменте. В этой же связи можно упомянуть относимые к нижней юре глинистые сланцы и песчаники верхов “комплекса Кюре” Центральных Понтид, хотя в вопросах происхождения и возраста этого комплекса, особенно включаемых в него офиолитов, остается много неясного [41].

Главные рифтогенные структуры, бассейны Большого Кавказа и Горного Крыма протянулись параллельно границе с океаном в 200–300 км к северу от нее. Вначале, в синемюре–плинсбахе, в узкой осевой части первого из этих бассейнов накапливались глинистые осадки, а во втором – проксимальный, существенно песчаный флиш. На ступенчато погружавшихся бортах формировались фашиально изменчивые толщи гравелитов, кварцитов, глинисто-алевритовых пород иногда с линзами известняков. Там же размещались локальные проявления вулканизма особенно многочисленные в Северо-Кавказском вулканическом поясе на северном борту бассейна. Преобладают известково-щелочные лавы и пирокластиты среднего и кислого состава.

В позднем плинсбахе–аалене оба бассейна значительно расширились, продолжая заполняться песчано-глинистыми, в том числе флишоидными отложениями. В осевом трого Большого Кавказа растяжение и утонение лавы сопровождалось толлит-базальтовым магматизмом: внедрением многочисленных диабазовых даек (ориентированных вкрест растягивающим напряжениям) и трещинными излияниями лав. В позднем аалене вдоль западной части трого происходили внедрения и извержения кислой магмы палингенного происхождения [6]. Последнее, наряду с полным отсутствием офиолитов или продуктов их переотложения, свидетельствует в пользу того, что расширение и углубление бассейна Большого Кавказа сопровождалось лишь растяжением и утонением континентальной коры. Ее полного разрыва с новообразованием океанической коры, судя по всему, не было.

Бассейну Большого Кавказа свойственна асимметрия, которую подчеркивает размещение ранних проявлений вулканизма преимущественно вдоль его северного борта относительно крутого и приподнятого (см. профиль I на рис. 6). Вполне вероятно, что бассейн развивался по модели асимметричного рифтинга, т.е. над главным сместителем, пересекавшим кору пологом сбросом, северный наклон которого мог предопределить южную вергентность последующих складчато-надвиговых деформаций [8]. Если сравнивать юрский бассейн Большого Кавказа с хорошо известным и все еще активным асимметричным рифтом Красного моря, то наряду с резким различием физико-географических условий накопле-

<sup>2</sup> На детально изученном участке Центральных Понтид авторы этой публикации считают возможным распознать несколько фрагментов различных офиолитов островодужного и задугового происхождения, которые отнесены ими к позднему палеозою–раннему триасу. Один из фрагментов, офиолиты Кюре, в ряде публикаций рассматривается как реликт раннеюрского океанического бассейна, однако основания для такой датировки офиолитов ненадежны [41, с. 267].

ния осадочных формаций и их состава, обнаруживается сходство в последовательности формирования структуры и в магматизме. Разнообразные вулканиды Северо-Кавказского пояса (синемюр–ранний плинсбах) можно сопоставить с вулканитами аравийского побережья (Тахима-Азир и др., возраст 25–20 млн. лет); и те, и другие знаменуют раннюю стадию развития бассейна и приурочены к его приподнятому борту. Более поздние толеитовые базальты осевого трого Большого Кавказа (поздний плинсбах–аален) близки в Красном море молодым базальтоидам на концах его осевого трого, где континентальная кора сильно утонена, но спрединг еще не начался (комплекс Забаргад, 5–0 млн. лет).

Вдоль северного края бассейна Большого Кавказа следовала цепочка узких грабенов Пшекиш-Тырныузской шовной зоны [13], заполненных мощными мелководно-морскими отложениями плинсбаха–аалена. В то же время далее к северу, в Предкавказье формировалась система грабенообразных впадин восток-северо-восточного простирания, заполненных континентальными, часто угленосными обломочными отложениями, среди которых встречаются вулканиды андезитового, дацитового и риолитового состава [16].

В целом Крымско-Кавказская континентальная окраина начала альпийского этапа, обширная и развивавшаяся в обстановке растяжения, во многом напоминает современный Западно-Арктический шельф Евразии с его системой рифтогенных “структур тектонического отрыва”, утонением земной коры и большими мощностями отложений во впадинах [17].

Для ранней юры проявления тектоники растяжения, в том числе рифтинг, признаны характерной чертой пассивных континентальных окраин в масштабах всего Тетиса [27], они отражали обстановку уже назревавшего в то время распада Пангеи. В таком контексте может быть определенным образом интерпретирован и структурный рисунок размещения рифтовых впадин на Крымско-Кавказской окраине. В Предкавказье, располагаясь эшелонированно, они образуют оперяющую систему по отношению к бассейну Большого Кавказа, вытянутому параллельно границе континент/океан. Ориентировка оперяющих структур, соответствующая левостороннему сдвигу, позволяет заключить, что еще в лейасе–аалене определилось то напряженное состояние, которое уже в келловее (с началом раскрытия Центральной Атлантики) переросло в левосторонние смещения между Гондваной и Лавразией, происходившие вдоль Тетиса.

#### ОБСТАНОВКА АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ПОСЛЕ УСТАНОВЛЕНИЯ РЕЖИМА СУБДУКЦИИ

Образование мощного Понтийско-Закавказского вулcano-плутонического пояса, протянув-

шегося вдоль границы с океаном, начиная со второй половины раннего байоса, означало, что к этому времени геодинамический режим континентальной окраины уже коренным образом изменился: строение, состав пород и оруденение этого пояса характерны для зон субдукции. Наступил длительный (около 90 млн. лет) этап субдукционного развития континентальной окраины, тесно связанного в дальнейшем с общим сокращением Тетиса.

На реконструкции Крымско-Кавказской окраины Тетиса для байоса – бата (II на рис. 2) граница континент/океан смещена, по сравнению с лейасом–ааленом, несколько севернее, что условно отражает эффект предбайосской складчатости. Если исходить из представления об едином вулcano-плутоническом поясе, которому принадлежали все породы соответствующего состава и возраста от Малого Кавказа и Понтида на юге до южного склона Большого Кавказа и Горного Крыма на севере, то ширина такого пояса была около 200 км или даже больше. Преобладают известково-щелочные породы андезито-базальтового и андезитового, а в верхнем байосе Малого Кавказа и кислого состава мощностью до 3000 м. Накопление вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ происходило в мелководно-морских условиях. Единую вулcano-плутоническую ассоциацию с ними образуют интрузивные комплексы габбро-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, приуроченных главным образом к Сомхето-Кафанской тектонической зоне [9], где магматическая активность была максимальной. По своим петролого-геохимическим характеристикам породы сходны с магматическими продуктами над современными зонами субдукции [3, 6, 11].

Продолжение вулcano-плутонического пояса намечается по туфогенно-осадочной толще байоса–бата в Восточных Понтидах [37]. При мощности до 800 м толща несогласно залегает на более древних образованиях вплоть до метаморфического фундамента. Ни эффузивных образований, ни интрузий нет, так что накопление толщи происходило, по-видимому, перед фронтом вулcano-плутонического пояса, который находился севернее и, возможно, сохранился на черноморском шельфе. Этот пояс появляется далее в Центральных Понтидах, где представлен гранитоидными интрузиями Кастамону: гранитами, адамеллитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами. Они прорывают все образования вплоть до нижнеюрских и несогласно перекрыты базальными конгломератами верхней юры, возраст одной из интрузий определен Rb/Sr методом как 165 млн. лет [41, 42]. С интрузиями ассоциируют дацитовые вулканиды. Геохимические данные указывают на вероятность субдукционного происхождения гранитоидов [40, 42]. Так же, как и в

Закавказье, этот магматический пояс, заложившись в байосе, возобновлял свою активность в позднеюрское и меловое время [26, 41, 43].

В Горном Крыму байосские андезито-базальтовые вулканиды сравнительно небольшой мощности, а также мелкие интрузивные тела, известны на всем протяжении от Карадага до мыса Фиолент [4, 19]. Петрохимические данные не противостоят их принадлежности субдукционному вулканоплутоническому поясу. Судя по вулканоплутоническому комплексу Ломоносовского массива изверженных пород на подводном продолжении западнее Севастополя, магматизм и в этой части континентальной окраины возобновлялся вплоть до позднего мела [24].

В ходе последующего развития Понтийско-Закавказского вулканоплутонического пояса в зоне субдукции возникали условия, благоприятные для тектонической эрозии. К раннему сенону, когда произошло замыкание северной ветви океана Тетис и субдукция завершилась, был срезан весь комплекс пород активной окраины между вулканическим фронтом и желобом, так что наиболее ранние (байосские) вулканиды оказались в непосредственной близости от краевой офиолитовой сутуры [7, 35].

По другую сторону, в тылу вулканоплутонического пояса, в байосе – бате размещался неширокий, но глубоководный задуговой бассейн, залитый глинистыми и флишоидными толщами, которые прослеживаются вдоль южного склона Большого Кавказа и далее в Восточный Крым. Они залегают согласно с ааленскими (возможно даже без перерыва?) и так же без видимого несогласия перекрываются верхнеюрско-меловым флишем. Близ южного края бассейна встречаются горизонты байосских вулканидов андезито-базальтового состава, которые известны на Кавказе от горы Ачишхо на западе до горы Цакриани на востоке [9]. Эти образования рассматриваются как “хвосты”, идущие от вулканоплутонического пояса. Для байосско-батского задугового моря, так же, как и для ранней юры Большого Кавказа (см. выше), мы считаем маловероятным предположение об обширном бассейне с океанической корой [25].

Непосредственно севернее задугового бассейна к началу байоса образовались поднятия, выраженные цепочкой островов, отделявших расположенные далее широкие, но мелководные бассейны Скифской платформы. Продукты размыва этих островов представлены в байосских песчаниках юрскими породами на Восточном Кавказе (аркозовым материалом на Центральном Кавказе, где из-под юры выступал кристаллический фундамент. В полосе поднятий внедрились ройи базальтовых даек, маркирующих линейно вытянутые зоны растяжения, которые открыли выход оливит-базальтовой магме [6]. Кроме того, еще

севернее на краю Скифской платформы было два совсем небольших вулканических центра (Черекско-Чегемский и Даутский [13]) с извержением разнообразных по составу лав повышенной щелочности.

В целом обстановка Крымско-Кавказской активной окраины Тетиса после установления режима субдукции обнаруживает наибольшее сходство с современной окраинно-континентальной Зондской системой, с ее мощной вулканической островной дугой и обширными, главным образом энсиалическими задуговыми бассейнами [2]. В средней юре одновременно с Крымско-Кавказской такой же была и Андская окраина, главный тектонотип активных континентальных окраин [6].

### ПЕРЕХОД ОТ ОДНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА К ДРУГОМУ (конец аалена – начало байоса)

Время преобразования пассивной Крымско-Кавказской континентальной окраины в зрелую активную окраину с характерным вулканоплутоническим поясом отмечено ее общим поднятием, отмиранием рифтогенных структур и их магматизма, а также складчато-разрывными деформациями сжатия.

Поднятие континентальной окраины выражено почти повсеместным перерывом осадконакопления в конце аалена – начале байоса. В самых южных тектонических единицах Кавказа, непосредственно прилегавших к краю Тетиса, стратиграфический перерыв охватывает весь поздний аален, а также зону *Sonninia sowerbyi* и большую часть зоны *Otoites sauzei* раннего байоса, севернее он варьирует по продолжительности, но как минимум отвечает средней части зоны *Sonninia sowerbyi* (рис. 3). В этот узкий возрастной интервал поднятия охватили наибольшую площадь. В Понтидах также известен перерыв под несогласно залегающей вулканогенно-осадочной толщей байоса [41]. В Горном Крыму на перерыв приходится весь аален и ранний байос. В закрытых районах Степного Крыма и Предкавказья наличие перерыва устанавливается по резко трансгрессивному залеганию байосских (чаще верхнебайосских) отложений на разных горизонтах аалена, нижней юры и даже на доюрских образованиях. Стратиграфический перерыв не зафиксирован только на южном склоне Большого Кавказа в основании относительно глубоководных байосско-батских отложений. Возможно, перерыва там не было, но не исключено, что он не замечен, так как контакты аалена и байоса во многих случаях тектонические.

Если суммировать эти наблюдения, то, судя по объему стратиграфического перерыва, сначала была приподнята ближайшая к океану часть континентальной окраины, а затем поднятия распространились на всю ее ширину. Последовавшие

вскоре опускания охватили континентальную окраину почти одновременно.

Поднятия сопровождалась отмиранием рифтогенных бассейнов и деформациями сжатия. Вблизи границы континент/океан в Понтидах были интенсивно смяты те нижнеюрские образования, которые, как предполагается, локализованы в таких бассейнах. Они несогласно перекрыты байосскими вулканитами, иногда с базальными конгломератами в основании [37, 41]. На остальной территории Понтид отложения лейаса–аалена были слабо деформированы, но и там байос залегает на них несогласно, а местами перекрывает и более древние образования вплоть до фундамента.

В начале байоса произошло почти полное замыкание бассейна Большого Кавказа с существенным сокращением его ширины, складчатостью и надвигами южной вергентности. Как мы уже отмечали выше, эта вергентность, вероятно, была predetermined в лейасе–аалене соответствующей глубинной асимметрией рифтогенного бассейна [8]. Его северный борт оказался надвинутым на комплексы осевой части бассейна, что обозначило линию Главного надвига Большого Кавказа. Надвинутая коровая пластина расчленена продольными взбросо-надвигами на дигитации, последовательно перекрывшие одна другую в южном направлении со складчатостью в приконтактных зонах. Частота взбросо-надвигов и интенсивность этой складчатости возрастают к югу, в сторону Главного надвига. Это можно наблюдать в Псеашинской и Метлюта-Ахтычайской тектонических зонах [13], где и юрский чехол, и фундамент в надвинутой пластине образуют сложную складчато-чешуйчатую структуру. Время складчатости определяется там по пересечению многочисленными дайками диабазов, которые считают близкими по возрасту к вулканитам порфиритовой серии байоса, охватывающей верхи нижнего и верхний байос (верхний профиль на рис. 4). Таким образом, основную фазу деформации можно считать предбайосской, хотя следующая, предкелловейская, фаза, вероятно, существенно усложнила структуру.

По другую сторону Главного надвига, перед ним, в породах лейаса – аалена также наблюдается сложная чешуйчатая структура, однако она еще больше усложнена последующими, в том числе позднеальпийскими, деформациями, в которых участвовали байос-батские и более молодые отложения. Тем не менее и здесь есть участки, где складчатость зафиксирована секущими дайками байосских диабазов (см. нижний профиль на рис. 4). Далее, на южном борту бассейна Большого Кавказа и Закавказском массиве, где близко к поверхности подступает консолидированный домезозойский фундамент, отложения лейаса–аалена испытали сравнительно простые

дислокации с образованием блоковых и брахиформных структур, перекрытых несогласно налегающей порфиритовой серией байоса.

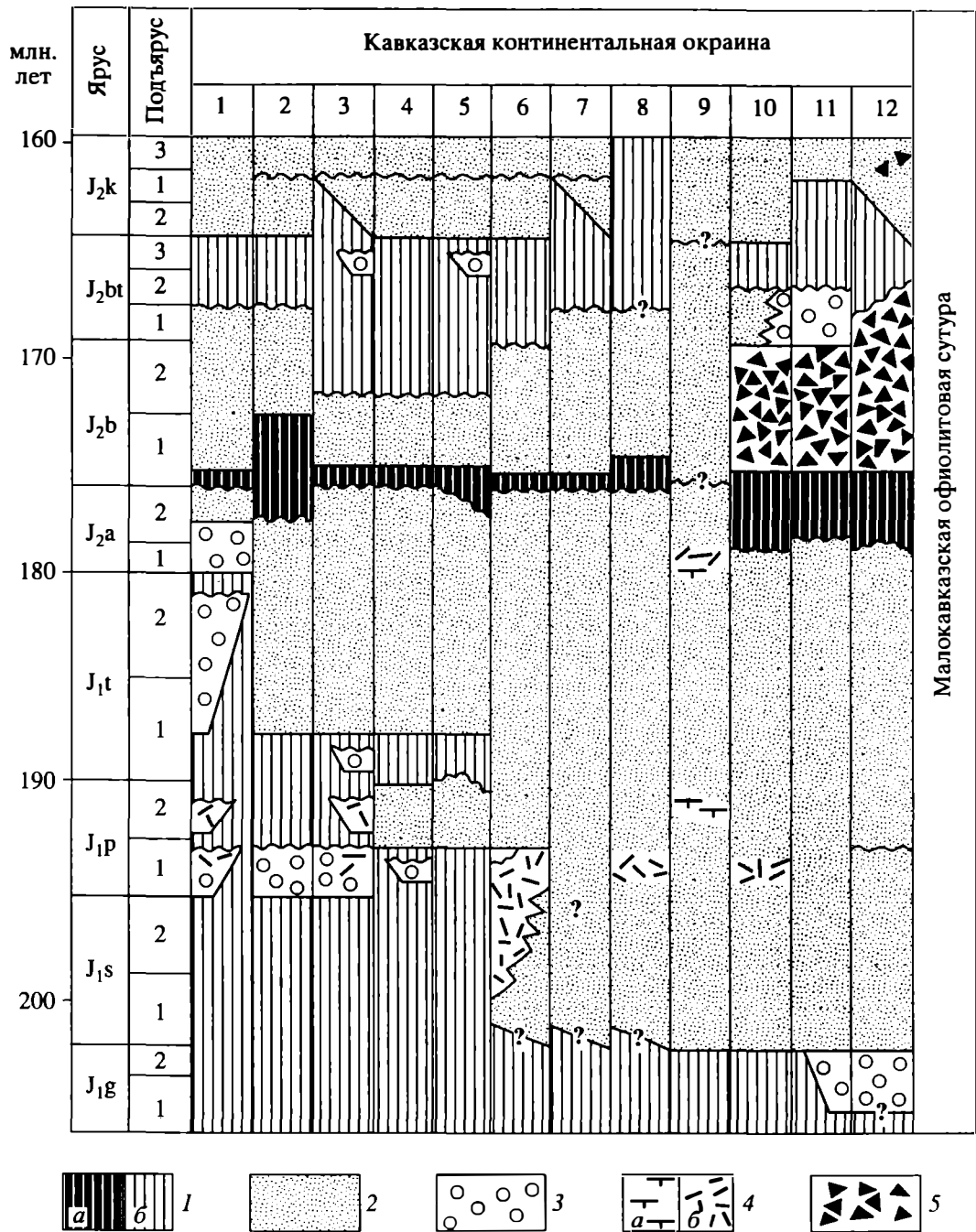
Вдоль северной границы бассейна Большого Кавказа тогда же, в начале раннего байоса, закрылись узкие грабенообразные прогибы Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны с мощными отложениями лейаса–аалена. При этом с севера на них был надвинут край Скифской платформы (ее Лабино-Малкинской зоны) [13], что обусловило интенсивную складчатость, возраст которой определяется наличием перекрывающих байосских отложений. Последние залегают с угловым несогласием на разных горизонтах лейаса–аалена и непосредственно на фундаменте. В междуречье Кестанты и Чегема (рис. 5) в низах байоса обнаружены олистостромы с глыбами пород надвинутого крыла. Однако в современном виде надвиг включает и более поздние, предкелловейские перемещения с участием байосских отложений. Он был окончательно “запечатан” несогласно залегающим чехлом келловей.

Висячем крыле этого надвига, на краю Скифской платформы также заметны предбайосские деформации: асимметричные складки с более крутым южным крылом, сложенные лейасом–ааленом и несогласно перекрытые байосом. В ядрах некоторых антиклиналей он налегает непосредственно на фундамент.

Наконец, еще севернее, в закрытых районах Предкавказья, на наибольшем удалении от границы континент/океан предбайосская складчатость не замечена. Тем не менее и там полностью закрылись все развивавшиеся ранее грабенообразные впадины лейаса–аалена.

Соотношения, наблюдаемые в Горном Крыму, показывают, что и в этой части континентальной окраины отчетливо проявилось общее сжатие в конце аалена–начале байоса. Так же, как и на Большом Кавказе, произошло замыкание лейасового бассейна, и его северный борт (Лозовская зона) был надвинут на осевую часть [14]. В триасово-лейасовых отложениях сформировалась очень сложная чешуйчато-складчатая структура южной вергентности, усложненная зонами милонитизации и разлинзования пород. Верхнебайосская вулканогенно-осадочная толща, перекрывающая эту структуру, резко отличается более спокойным стилем деформаций, а связанные с ней дайки секут подстилающий складчатый комплекс (см. рис. 1 в [15]). В связи со складчатостью в раннем байосе на территории Крыма возникал горный рельеф, эрозия которого оставила песчаники и конгломераты бешуйской и битакской свит.

Таким образом, в пределах всей Крымско-Кавказской континентальной окраины Тетиса поднятия в конце аалена–начале байоса сопровождалась деформациями сжатия. Распределение



**Рис. 3.** Стратиграфический перерыв в среднеюрских отложениях Кавказской окраины Тетиса, предшествовавший началу субдукционного вулканизма.

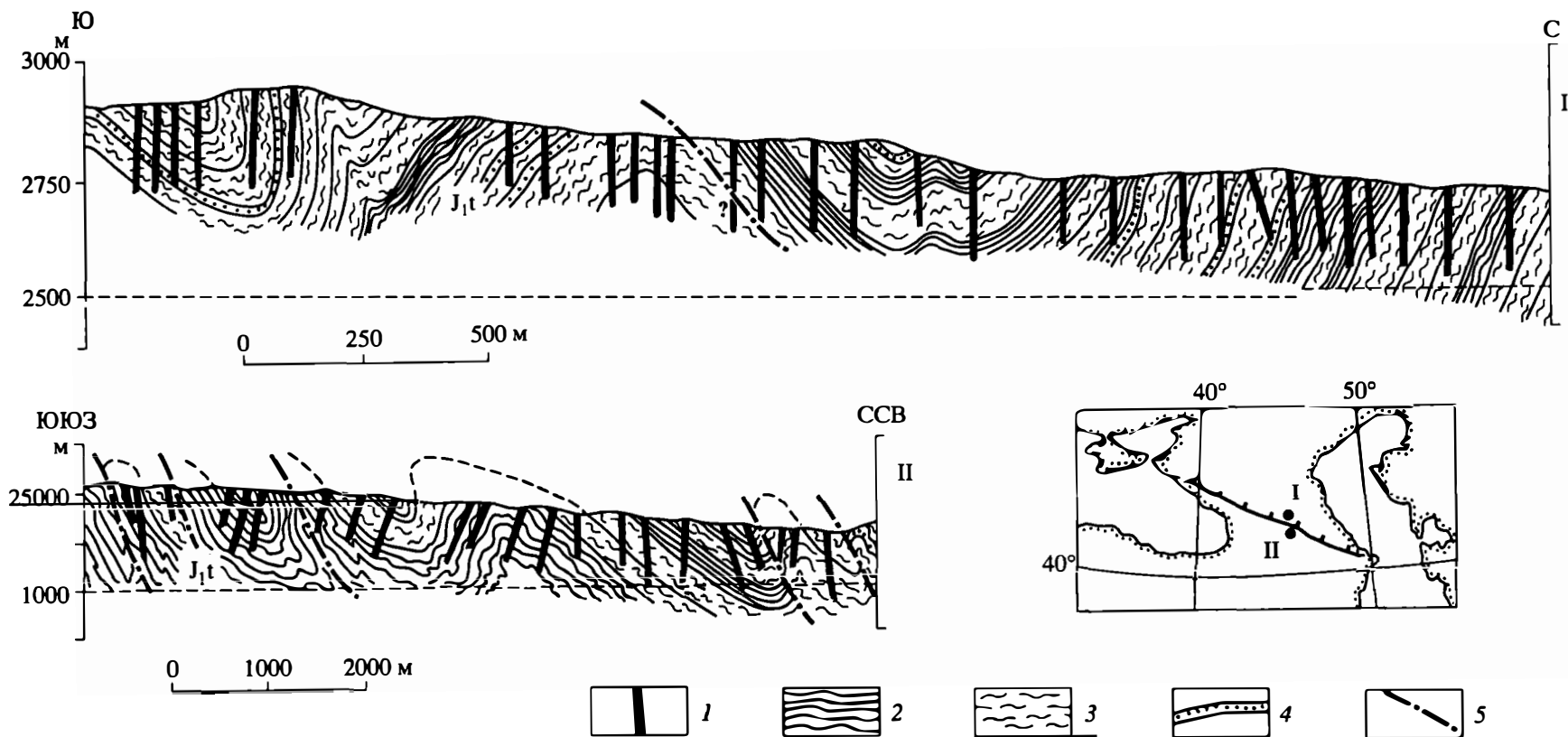
1 – стратиграфические перерывы: а – в конце аалена – начале байоса, б – прочие; 2 – морские и 3 – континентальные отложения; 4 – рифтогенные вулканиды: а – базальты, б – риолиты-андезиты; 5 – субдукционные вулканиды. Тектонические подразделения континентальной окраины по Д.И. Панову [13]: 1–3 – Скифская платформа: 1 – Северо-Восточное Предкавказье, 2 – Юго-Западное Предкавказье, 3 – Лабино-Малкинская зона; 4 – Пшекиш-Тырныузская зона; 5–8 – северный борт бассейна Большого Кавказа, зоны: 5 – Восточно-Балкарская, 6 – Дигоро-Осетинская, 7 – Агвали-Хивская, 8 – Псеашхинская и Метлюта-Ахтычайская; 9 – осевая часть и 10 – южный борт бассейна Большого Кавказа; 11 – Закавказский массив; 12 – Сомхето-Кафанская зона.

этих деформаций, крайне неравномерное, контролировалось линейной, вытянутой вдоль края континента тектонической зональностью, а также размещением и ориентировкой рифтогенных

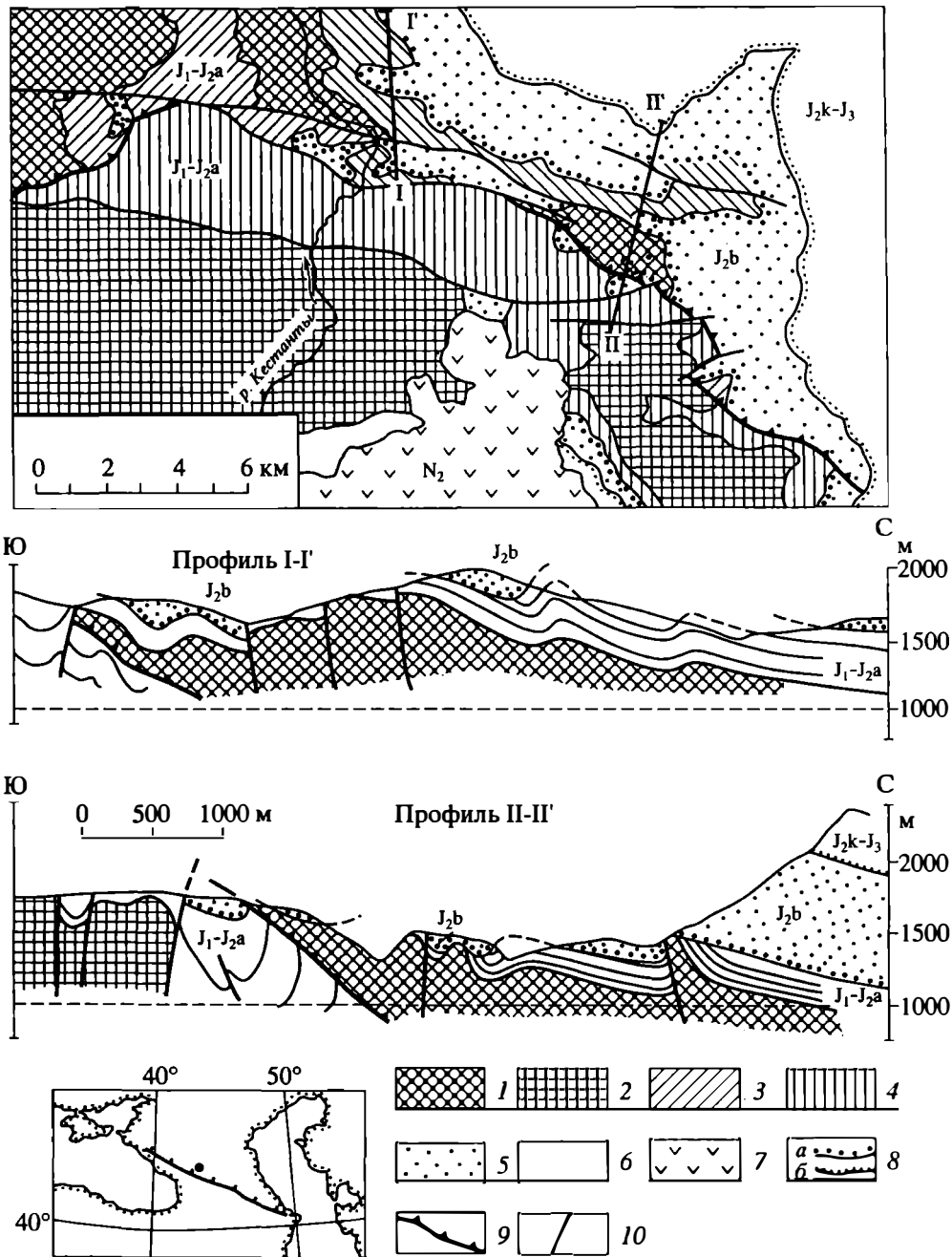
структур, сокращение которых компенсировалось складчатостью и надвигами.

Интересны данные о том, что на центральном отрезке Большого Кавказа, где горизонтальное





**Рис. 4.** Секущие дайки среднеюрских диабазов Большого Кавказа, фиксирующие складчатость в отложениях лейаса–аалена. I – профиль севернее Главного надвига в Псеашхинской тектонической зоне вдоль р. Кистинки [13], ларсская свита тоарского яруса. II – профиль южнее Главного надвига в Бзыбско-Казбекской тектонической зоне вдоль одного из притоков р. Джурмут [13], бежитинская, кекросская и тенросская свиты тоарского яруса. По Д.И. Панову, с использованием данных А.И. Гусева и И.Н. Семенухи. Размещение – на врезке, где линия обозначает Главный надвиг Большого Кавказа  
 1 – дайки диабазов; 2 – аргиллиты; 3 – алевролитно-аргиллитовые пачки; 4 – горизонты песчаников; 5 – взбросы и надвиги.



**Рис. 5.** Соотношение предбайосских и более поздних деформаций на Большом Кавказе близ границы Лабино-Малкинской и Пшекиш-Тырныаузской тектонических зон [13] в междуречье Баксан-Чегем, по Д.И. Панову. Размещение – на врезке, где линия обозначает Главный надвиг Большого Кавказа

1, 2 – доюрский фундамент: 1 – в Лабино-Малкинской и 2 – в Пшекиш-Тырныаузской зонах; 3, 4 – только на карте: лейас-аален в Лабино-Малкинской (3) и в Пшекиш-Тырныаузской (4) зонах; 5 – байос; 6 – келловой и верхняя юра; 7 – вулканиты плиоцена; 8 – несогласное налегание байоса (а) и келловей (б); 9 – взбросы и надвиги; 10 – прочие разрывы.

На профилях отложения лейаса–аалена подразделены на плинсбах, нижний тоар, средний тоар и аален.

сокращение рифтогенного бассейна в предбайосскую фазу было наибольшим, а смятие в складки толщи лейас–ааленских отложений были перекрыты надвигом кристаллических пород фундамента, последние испытали прогрев с соответ-

ствующим омоложением К-Аг датировок. Такое омоложение произошло во фронтальной части тектонического покрова у Главного надвига – в “Перевальной тектонической подзоне” шириной до 10 км, где ранне- и среднепалеозойские метамор-

фиты макерской и буульгенской серий дали определения с максимумом в интервале 160–140 млн. лет. Эти заниженные датировки указывают время последнего прогрева метаморфитов по мере утолщения сиалической коры в результате складчатости и надвигов при сжатии и замыкании рифтогенного бассейна в средней юре [1, 18].

На время преобразования пассивной Крымско-Кавказской континентальной окраины в зрелую активную окраину, наряду с общим поднятием и складчатостью, приходится пауза магматической активности, когда сам характер магматизма коренным образом изменился. Прекратился характерный для лейаса–аалена рифтогенный вулканизм. Его самые молодые проявления известны в осевом трого бассейна Большого Кавказа в верхах серии Гойтх, которые отнесены к зоне *Ludwigia murchisonae* верхнего аалена. Магматизм возобновился при заложении Понтийско-Закавказского вулcano-плутонического пояса уже как субдукционный, его проявления начались в середине раннего байоса с зоны *Stephanoceras humphriesianum* (местами, возможно, с конца зоны *Otoites sauzei*), а в Горном Крыму даже с позднего байоса.

## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Рассмотренные выше проявления геологической активности на Крымско-Кавказском обрамлении Тетиса, которые предшествовали формированию там субдукционного вулcano-плутонического пояса, по-видимому, не только взаимосвязаны хронологически, но и выражают единый процесс преобразования континентальной окраины.

Судя по сопутствовавшим складчато-разрывным деформациям, по их характеру и ориентировке, поднятие континентальной окраины в конце аалена–начале байоса было обусловлено сжатием, поперечным к ее простиранию. Объем соответствующего стратиграфического перерыва (охватывающего фаунистические зоны *Graphoceras concavum* и *Sonninia sowerbyi*) определяет, таким образом, время появления и снятия сжимающих напряжений: 178 и 175 млн. лет по шкале Ф. Градштейна и др. [32], 173 и 170 млн. лет по шкале Б. Хака и др. [34]. Такая продолжительность стратиграфического перерыва, около 3 млн. лет, наблюдающаяся под Понтийско-Закавказским окраинно-материковым вулcano-плутоническим поясом, наиболее полно отражает длительность приложения сжимающих напряжений, поскольку дальше от границы с океаном объем перерыва варьирует и, в основном, сокращается (см. рис. 3).

Складчатые и взбросово-надвиговые деформации укладываются в тот же хронологический интервал, хотя более точных данных об их распределении в пределах этого времени нет. Можно

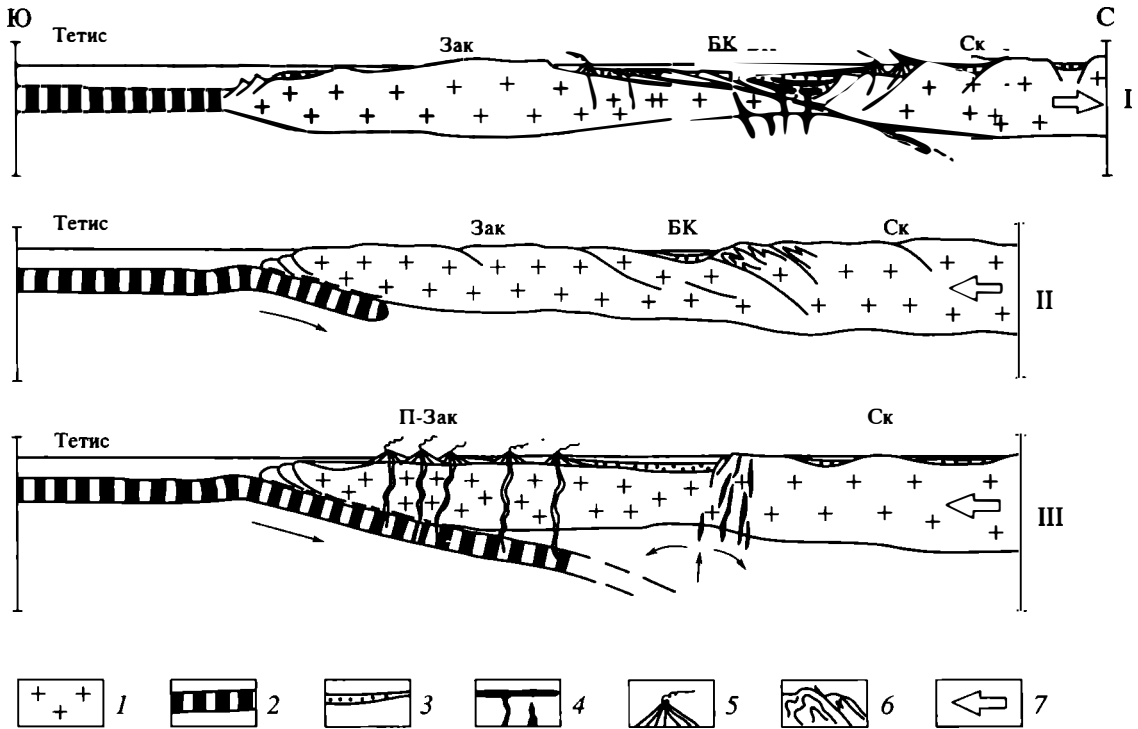
полагать, что деформации развивались в условиях общего сжатия всей пассивной окраины, хотя и концентрировались в ослабленных зонах, особенно в рифтогенных структурах. В систему этих структур вписывался и бассейн Большого Кавказа, занимавший центральное положение. В его осевой части, где континентальная кора была сильно утонена, складчатость и надвиги особенно интенсивны. Их южная вергентность согласуется с господствующей направленностью дислокаций на всей континентальной окраине, но могла быть предопределена и соответствующей асимметрией самого бассейна Большого Кавказа, если он раскрывался над коровым сбросом с северным падением.

Заслуживает внимания, что начало обсуждаемого интервала времени совпадает на Крымско-Кавказской окраине Тетиса с завершением рифтогенного вулканизма в позднем аалене (см. рис. 7). Это дополнительно подтверждает датировку того момента, когда континентальная окраина испытала сжатие, прервавшее рифтинг с его магматическими проявлениями. Конец обсуждаемого интервала времени, когда сжатие прекратилось, а континентальная окраина опустилась и была перекрыта морской трансгрессией, непосредственно предшествовал первым вспышкам субдукционного магматизма в середине раннего байоса. К этому вопросу мы вернемся ниже.

Наконец, в том же ряду геологических событий находятся данные о прогреве палеозойских метаморфических пород фундамента Большого Кавказа, надвинутых по Главному надвигу на смятые в складки юрские толщи. Согласно К-Аг датировкам, прогрев произошел вслед за среднеюрскими складчато-надвиговыми деформациями и мог быть обусловлен утолщением сиалической коры при ее скупивании на месте рифтогенного бассейна.

С большой вероятностью можно полагать, что все в целом: прекращение рифтогенного магматизма, сжатие и подъем континентальной окраины со складчатостью, надвигами и с последующим локальным прогревом коры – было обусловлено началом субдукции. Мы рассматриваем все это как проявления амагматической начальной фазы субдукции, определяющие ее продолжительность и фиксирующие момент заложения конвергентной границы (рис. 6). Соответствующий интервал в 3 млн лет укладывается по своей длительности в рамки расчетного времени перемещения переднего края субдуцировавшейся плиты до глубин, где инициируется магнообразование (2–8 млн. лет, см. выше).

С какими тектоническими событиями можно увязать столь резкую перестройку режима северной континентальной окраины Тетиса в средней юре? Для более поздней истории этого океана, начиная с поздней юры, заложение новых зон субдукции удастся коррелировать сначала с отно-



**Рис. 6.** Схема эволюции Крымско-Кавказской окраины Тетиса: I – пассивная континентальная окраина перед началом субдукции (ранняя юра–аален); II – амагматическая начальная фаза субдукции (конец аалена–начало байоса, 178–175 млн. лет); III – активная континентальная окраина после установления режима субдукции (байос–бат).

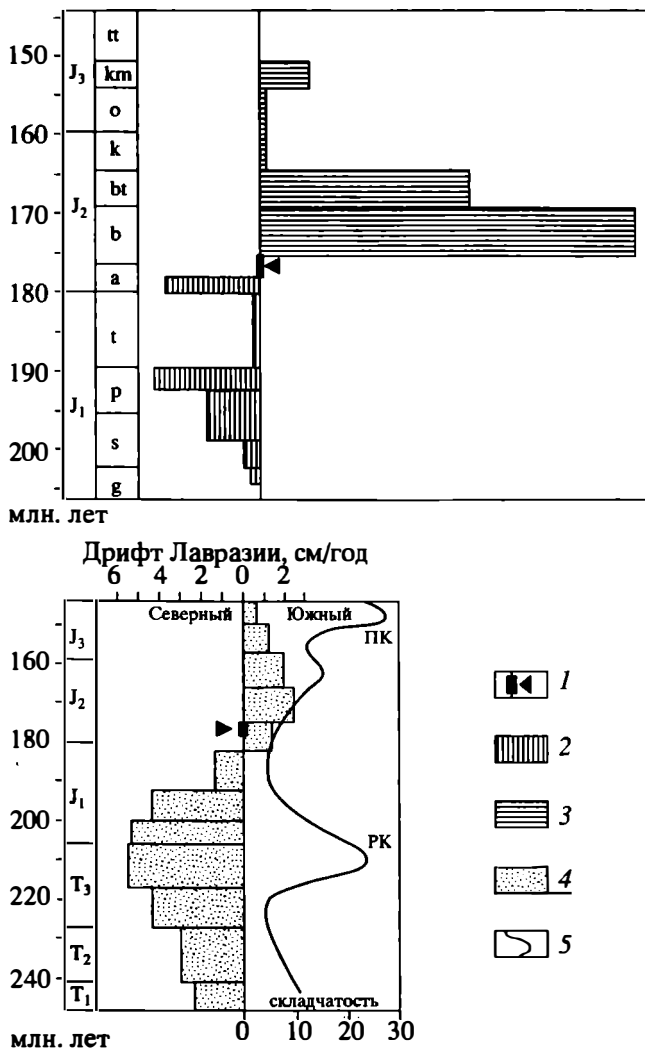
1 – континентальная кора Лавразии; 2 – океаническая кора Тетиса; 3 – осадочные бассейны континентальной окраины; 4 – базальтовый магматизм; 5 – сложные вулканические серии; 6 – складчатость и разрывы; 7 – направление континентального дрейфа. Зак – Закавказский массив; БК – область Большого Кавказа; Ск – Скифская платформа; П-Зак – Понтийско-Закавказский вулканический пояс.

сительными сдвиговыми перемещениями обрамлявших океанический бассейн континентов, затем с неравномерностью их встречного разворота, сокращавшего ширину Тетиса [27, 31, 45]. Для средней юры такие события неизвестны, напротив, согласно палеоширотным определениям, ширина океана, по-видимому оставалась почти постоянной. Вместе с тем, эти определения свидетельствуют о резкой смене направления континентального дрейфа, которая произошла именно в средней юре: северный дрейфт сменился южным [33] (рис. 7). Начавшееся надвигание северного континентального обрамления Тетиса на океаническую литосферу могло обусловить заложение зон субдукции, превращение пассивной континентальной окраины в активную. Поскольку ширина океана в это время существенно не менялась, субдукция должна была компенсироваться спредингом в южной части бассейна.

В свою очередь, заложение зоны субдукции, сопровождавшееся сжатием континентальной окраины, способно объяснить приуроченную к ней складчатость конца аалена–начала байоса, давно уже установленную на Кавказе и в Крыму. Эта складчатость, обычно называемая “предбайосской”, не вписывается ни в одну из канонических,

глобальных фаз, попадая в интервал между древнекиммерийским и новокиммерийским тектогенезом (см. рис. 7). Она представляет собой региональное явление, так что грузинские геологи предложили для нее специальное, местное название “дзирульская фаза складчатости”, по Дзирульскому горному массиву в Закавказье [22]. Обусловленная началом субдукции, эта фаза вписывается как один из эпизодов в проявления “киммерийской складчатости” на северном обрамлении океана Тетис, где они были тесно связаны с его последовательной аккрецией. Знаменательно, что, выделяя эту складчатость в начале XX века, Г. Штилле назвал ее по Киммерийским горам (горам Крыма и Добруджи), хотя, как выяснилось впоследствии, она особенно важна для Тихоокеанского пояса.

Подобным же образом осушение и размыв Крымско-Кавказской континентальной окраины в конце аалена – начале байоса не вписываются в эвстатическую кривую. В рамках соответствующего секвентно-стратиграфического цикла средней юры они произошли при самом высоком уровне мирового океана [34] и, следовательно, выражают собственное поднятие континентальной окраины. Это поднятие, сопряженное, как



**Рис. 7.** Корреляция начальной фазы субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса с проявлениями магматизма и ходом тектогенеза. Наверху – пауза магматической активности после завершения рифтогенного магматизма и до начала субдукционного. Внизу – смена северного дрефта Лавразии южным (для точки 60° с.ш., 10° в.д., согласно [33]), а также глобальные изменения интенсивности складчатости [21]. РК и ПК – раннекимммерийская и позднекимммерийская эпохи складчатости. В скорости дрефта не внесена поправка, вытекающая из отличий применяемой нами геохронологической шкалы [32] от шкалы, использованной в публикации [33].

1 – время начальной амагматической фазы субдукции; 2, 3 – рифтогенный (2) и субдукционный (3) магматизм на Кавказской окраине, по [5] с изменениями; 4 – скорости дрефта; 5 – суммарная интенсивность складчатости, в условных единицах.

мы полагаем, с началом субдукции, было столь интенсивным, что проявилось вполне отчетливо даже на фоне эвстатического максимума.

Деформациям сжатия при заложении новых зон субдукции посвящен один из разделов недавней публикации П. Циглера с соавторами [45]. Они взяли за образец современную пассивную

окраину континента южнее Ньюфаундленда, граничащую со зрелой (мощной и тяжелой) океанической литосферой, прогнувшейся под многокилометровой толщиной осадков [30]. В случае заложения там зоны субдукции пододвигание такой литосферы будет сопровождаться ее гравитационным погружением в астеносферу и соответствующим откатом глубоководного желоба от конвергентной границы подобно тому, как это происходит в современном Марианском желобе. Поэтому авторы публикации полагают, что в ходе преобразования пассивных континентальных окраин в активные горизонтальное сжатие должно лишь непосредственно предшествовать субдукции и прекращаться с ее началом.

Рассмотренные нами данные об условиях заложения и развития юрской зоны субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса дают представление о другом течении событий. Горизонтальное сжатие сопровождало субдукцию на всем протяжении ее амагматической начальной фазы длительностью около 3 млн. лет. Таков объем стратиграфического перерыва на поднятии континентальной окраины Тетиса, которое образовалось и поддерживалось при воздействии сжимающих напряжений, оставивших также складчатые и разрывные деформации. Сначала была приподнята ближайшая к океану часть континентальной окраины, затем поднятия распространились на всю ее ширину. Первое проявление сжимающих напряжений на континентальной окраине было зафиксировано также прекращением рифтогенного магматизма.

Устойчивое горизонтальное сжатие в течение всей начальной фазы субдукции, направленное вкострест простиранию Крымско-Кавказской континентальной окраины Тетиса, свидетельствует о высоких силах сцепления на формировавшейся в то время конвергентной границе. Одна из вероятных причин – молодость и соответствующая пластичность начинавшей субдуцировать океанической литосферы, возраст которой в средней юре вероятно не превышал 50 млн. лет (если судить по поздне триасовым и раннеюрским датировкам офиолитов) или был несколько большим. При заложении зоны субдукции такая литосфера, упирающаяся в край встречной плиты, могла отжиматься вниз и поддвигаться только при большом горизонтальном сжатии. Мы полагаем, что оно поддерживалось до тех пор, пока фронт океанической плиты, уходя на глубину, все еще взаимодействовал с литосферой. Определенная по геологическим данным длительность начальной фазы субдукции соизмерима в таком случае с расчетной, полученной исходя из мощности континентальной литосферы и средней скорости субдукции.

Только когда фронт субдуцировавшей плиты вошел в относительно вязкое вещество астеносферы

ры, сжимающие напряжения снизились, Крымско-Кавказская континентальная окраина опустилась ниже уровня моря, а деформации сжатия прекратились. Приблизительно в то же время субдукция достигла глубин, где она инициирует магмообразование. Амагматическая начальная фаза завершилась, и субдукция вступила в зрелую фазу своего развития.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикова Е.В., Сомин М.Л., Красивская И.С., Грачева Т.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Видяпин Ю.П. U-Pb-возраст ортогнейсов Главного Кавказского хребта // Изв. РАН. Сер. геол. 1991. № 9. С. 23–35.
2. Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195 с.
3. Закариадзе Г.С., Магакян Р.Г., Цамерян О.П., Соболев А.В., Колесов Г.М. Проблемы раннеальпийской эволюции Малого Кавказа в свете геохимических данных о вулканических сериях островодужного типа // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 150–167.
4. Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.Ю. Верхнетриасовые – нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения Старого Зодского перевала (Закавказье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 58–65.
5. Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Гуцин А.И., Заричиков А.А., Панина Л.В., Романовская М.А. Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 4. С. 5–12.
6. Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклиналичного вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.
7. Ломизе М.Г. Тектоническая эрозия в лиминарных и островодужных системах // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1988. № 2. С. 3–17.
8. Ломизе М.Г. Юрский бассейн Большого Кавказа: проявление асимметричного рифтинга? // Ломоносовские чтения: Тез. докладов. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 34–35.
9. Ломизе М.Г., Панов Д.И. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа // Юра Кавказа. С.-Пб.: Наука, 1992. С. 158–165.
10. Лордкипанидзе М.Б., Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З. Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа) // 27-й Международный геологический конгресс. Коллоквиум 03. Доклады. Т. 3. М.: Наука, 1984. С. 72–83.
11. Менгел К., Ведеполь К.Х., Гурбанов А.Г., Борсук А.М. Среднеюрский вулканизм зоны южного склона Большого Кавказа: характеристика процессов магматизма и гидротермальных изменений // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 80–107.
12. Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю., Брунз М.Ф., Ершов А.В., Клутинг С., Конаевич Л.Ф., Назаревич Б.П., Панов Д.И. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 6–16.
13. Панов Д.И. Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. № 1. С. 13–24.
14. Панов Д.И. К вопросу о геологической истории Крыма в триасовое и юрское время // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 43–49.
15. Панов Д.И., Гуцин А.И., Смирнова С.Б., Стафеев А.Н. Новые данные о геологическом строении триасовых и юрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма в бассейне р. Бодрак // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 3. С. 19–29.
16. Панов Д.И., Стафеев А.Н. Ранне- и среднеюрская история Скифской и Туранской плит // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2000. № 2. С. 19–27.
17. Сенин Б.В. Особенности геологического строения Западно-Арктического шельфа Евразии: Автореф. дис. в форме докл. ... докт-ра. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 1993. 82 с.
18. Сомин М.Л. Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. 246 с.
19. Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. № 4. С. 119–133.
20. Топчишвили М.В. Стратиграфия и фауна нижнеюрских отложений Дзирульского массива. Тбилиси: Мецниереба, 1969. 115 с.
21. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Авиар, 1993. 451 с.
22. Цагарели А.Л. Фазы складчатости альпийского цикла на Кавказе // Тектоника. Геология альпид “тетисного” происхождения. М.: Наука, 1980. С. 187–192.
23. Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Соболев А.В., Конюкова Н.Н. Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составам пород и расплавов // Геохимия. 1988. № 8. С. 1140–1157.
24. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев: Чернобыльинтеринформ, 1997. 287 с.
25. Шрейдер А.А., Казьмин В.Г., Лыгин В.С. Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря // Геотектоника. 1997. № 1. С. 59–70.
26. Adamia S., Bergougnan H., Fourquin C., Hagherpour A., Lordkipanidze M., Ozgul N., Ricou L.E., Zakariadze G. The Alpine Middle East between the Aegean and the Oman traverses // Mem. Bur. rech. geol. et minieres. 1980. № 115. P. 122–136.
27. Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps / Eds. Dercourt J., Ricou L.-E., Vrielynck V. Paris, 1993. 307 p.
28. Bassoullet J.-P., Bergougnan H., Enay R. Repartition des faunas et facies liasiques dans l'Est de la Turquie, region du Haut-Euphrate // C. r. Acad. sc. Paris. 1975. Vol. 280. № 5. P. 583–586.
29. Enay R. Faunas anatoliennes (Ammonitina, Jurassique) et domaines biogeographiques nord et sud Tethysiens // Bull. Soc. Geol. France. 1976. Vol. 18. № 2. P. 533–541.

30. *Erickson S.G., Arkani-Hamed J.* Subduction initiation at passive margins: the Scotian Basin, Eastern Canada as a potential example // *Tectonics*. 1993. Vol. 12. № 3. P. 678–687.
31. Evolution of the Tethys / Eds. Aubouin J., Le Pichon X., Monin A.S. // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 123. № 1–4. P. 1–315.
32. *Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J., van Veen P., Thierry J., Huang Z.* A Mesozoic time scale // *Journ. Geophys. Research*. 1994. Vol. 99. № B12. P. 24051–24074.
33. *Gurnis M., Torsvik T.H.* Rapid drift of large continents during the late Precambrian and Paleozoic: Paleomagnetic constraints and dynamic models // *Geology*. 1994. Vol. 22. № 11. P. 1021–1026.
34. *Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. Vol. 235. № 4793. P. 1156–1167.
35. *Lomize M.G.* The final evolution and extinction of Tethyan active margin (from the Srednogorie to the Minor Caucasus) // *Carpatho-Balkan Geol. Assoc. XVI Congr.: Abstracts*. Vienna, 1998. P. 343.
36. *Okay A.J., Sahinturk O.* Geology of the Eastern Pontides // *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68*. 1997. P. 291–311.
37. *Robinson A.G., Banks C.J., Rutherford M.M., Hirst J.P.P.* Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey // *Journ. Geol. Soc. London*. 1995. Vol. 152. № 5. P. 861–872.
38. *Sengor A.M.C., Natal'in B.A.* Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge University Press, 1997. P. 486–640.
39. *Sengor A.M.C., Yilmaz Y.* Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 75. № 3–4. P. 181–241.
40. *Ustaomer T., Robertson A.* Late Palaeozoic marginal basin and subduction-accretion: the Palaeotethian Kure Complex, Central Pontides, northern Turkey // *Journ. Geol. Soc. London*. 1994. Vol. 151. № 2. P. 291–305.
41. *Ustaomer T., Robertson A.* Tectonic-sedimentary evolution of the North Tethyan margin in the Central Pontides of Northern Turkey // *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68*. 1997. P. 255–290.
42. *Yilmaz O., Boztug D.* Kastamonu granitoid belt of northern Turkey: First arc plutonism product related to the subduction of the paleo-Tethys // *Geology*. 1986. Vol. 14. № 2. P. 179–183.
43. *Yilmaz Y., Tuysuz O., Yigitbas E., Con Genc S., Sengor A.M.C.* Geology and tectonic evolution of the Pontides // *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68*. 1997. P. 183–226.
44. *Zakariadze G.S., Bogdanovski O.G., Jagoutz E., Karpenko S.F., Solov'eva N.V.* REE and Nd and Sr isotope geochemistry of the Upper Triassic – Lower Jurassic tholeiitic ophiolitic complex of the Lesser Caucasus // *Terranes of Serbia*. Belgrade, 1996. P. 129.
45. *Ziegler P.A., van Wees J.-D., Cloetingh S.* Mechanical control on collision-related compressional intraplate deformation // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 300. № 1–4. P. 103–129.

Рецензенты: А.Л. Книппер, В.Е. Хаин

## Amagmatic Initial Stage of Subduction at the Crimea-Caucasus Margin of the Tethys

M. G. Lomize and D. I. Panov

*Faculty of Geology, Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, GSP, 119899*

**Abstract**—The results of the studies of the Crimea-Caucasus rim of the Mesozoic Tethys Ocean allowed us to trace the succession of the geological events that took place in the course of the transformation of the passive continental margin into an active one. The initial amagmatic stage of subduction preceding the formation of an Andean-type volcano-plutonic belt is clearly distinguished. It corresponds to the initial functioning of the subduction zone to the moment when the downgoing oceanic plate starts to initiate magma formation. In a passive-margin setting (Lias–Aalenian), the continental lithosphere underwent extension, manifested in its sagging below the sea level and in the inception of rift basins. The initial stage of subduction was marked by a general compression and uplifting of the continental margin accompanied by extinction of the rift structures and rift-related magmatism, as well as fold-and-thrust deformations with subsequent heating of the thickened crust (as obvious from K-Ar datings). The stratigraphic break marking the termination of the initial amagmatic stage of subduction encompasses the late Aalenian *Graphoceras concavum* and the early Bajocian *Sonninia sowerbyi* zones (178–175 Ma). The time span of 3 m.y. fits in with the calculated time of sinking of the front edge of the subducted plate to asthenospheric depths, after which the compressive stress abated, the continental margin sagged below the sea level, folding ceased, and the Pontine-Transcaucasus volcano-plutonic belt started to develop on the surface. The change-over of the tectonic regime correlates with the global southward reversal of the previously northward continental drift, which apparently facilitated the obduction of the E–W-trending Crimea-Caucasus margin onto the oceanic lithosphere of the Tethys and the inception of a subduction zone. This process controlled the local tectonic events confined to this margin: a rapid uplift was clearly manifested even against an eustatic maximum, as well as a special “Dzirula folding phase” at the boundary between the Aalenian and Bajocian, which does not fit in with any of the classical phases recognized in the interval between the Early and Late Kimmerian orogenic events.