

УДК 551.24

А. А. ГАБРИЕЛЯН

ФАЗЫ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ И ГОРООБРАЗОВАНИЯ В АРМЕНИИ

Современный структурный рисунок и мегаформы рельефа Армянского нагорья являются результатом тектонических движений, происходивших на ее территории в течение времени от рифея¹ и до современной геологической эпохи включительно. Однако эти движения (структурообразовательные и горообразовательные) происходили неравномерно: то медленно, то сравнительно быстро. Как известно, периоды быстрого проявления тектонических актов, обусловивших существенные изменения в структуре земной коры и преобразования в плане расположения структурных зон, в литературе известны как орогенические фазы (фазы складкообразования).

В статье систематизируются все известные данные о проявлении тектонических движений на территории Армении и сопредельных частей Антикавказа и делаются некоторые выводы, касающиеся общих вопросов периодичности складкообразования и горообразования. Однако, прежде чем перейти к изложению фактического материала, считаем необходимым остановиться на некоторых понятиях: фазы складкообразования и горообразования, типы тектонических движений, которые неоднократно будут употребляться в статье.

О фазах складкообразования и горообразования. Данный вопрос разбирается в двух аспектах: а) являются ли фазы складкообразования и горообразования эпизодическими, кратковременными геологическими актами или же представляют длительно, перманентно действующие геологические процессы и б) являются ли они общепланетарными движениями, происходившими одновременно по всей поверхности Земли или же представляют локальные процессы, приуроченные к отдельным районам.

Как известно, существуют две концепции в отношении продолжительности складкообразовательных движений. Согласно одной из них, процесс складкообразования эпизодический, кратковременный (Г. Штилле), а по другой—длительный, непрерывный (Н. С. Шатский и др.). Полемика между указанными научными течениями известна нашим читателям и на ней останавливаться не будем. Мы вернемся к этому вопросу после изложения фактического материала по Армении, а сейчас лишь отметим, что эти две концепции не так уж противоположны, как это кажется на первый взгляд. Сторонники длительного складкообразования не только

¹ Более древние, чем рифейские, отложения на территории Армении не обнажаются.

не отрицают значение отдельных фаз, импульсов (усиление процесса структурообразования), но придают этим «моментам» важное значение в формировании структур [26 и др.]. С другой стороны, Г. Штилле—основоположник известного канона фаз складкообразования, в своих последних работах уже стал считать орогенические акты довольно длительными, измеряющимися сотнями тысяч лет, но относительно короткими. Так, Г. Штилле в работе [28], посвященной ответу критических замечаний американского геолога Дж. Гиллули, разбирая невадийский орогенез Калифорнии, пишет: «...Уже подобные соотношения позволяют прийти к выводу о не очень короткой продолжительности (подчеркнуто нами —А. Г.) орогенеза». Далее продолжает: «...если бы средняя продолжительность орогенезов оказалась больше, чем несколько тысяч веков, достигнув даже миллиона лет, то даже тогда речь шла бы еще об относительно кратковременных событиях по сравнению с остальными чисто анорогеническими периодами».

Оспаривается также вопрос о том, являются ли фазы складкообразования планетарными явлениями, охватывающими одновременно континентальные массивы и смежные геосинклинальные пояса, или же представляют тектонические движения локального значения. Как известно, Г. Штилле и его приверженцы придают тектоническим фазам планетарное значение, а многие советские тектонисты придерживаются точки зрения о локальном проявлении фаз складкообразования.

А. Л. Яншин, проанализировавший огромный фактический материал при составлении и редактировании тектонической карты Евразии, пришел к выводу об отсутствии не только общепланетарных фаз, но и общепланетарных эпох складчатости [30].

По нашему мнению, если считать продолжительность фаз складкообразования миллионами лет, в рамках которых достаточно простора для одновременного проявления складкообразовательных движений, что на самом деле наблюдается даже в пределах отдельных, сравнительно небольших тектонических зон, то придется согласиться с тем, что многие из известных фаз складчатости проявились одновременно на континентальных массивах (Евразия, Африка и т. д.) и даже на всей поверхности земной коры.

Таковыми являются следующие фазы, проявившиеся: в позднем ордовике (Аппалачи, Центральный Казахстан), в конце силура (СЗ Европа, Казахстан, Сев. Америка), на границе нижнего и среднего карбона (Зап. Европа, Казахстан, Тянь-Шань, Средняя Азия, Иран, Анатолия, Гималаи, Аппалачи, Верхояно-Колымская складчатая область). На Большом Кавказе в результате этой фазы складчатости и орогенеза отложения среднего—верхнего карбона, как и в Западных Понтидах, представлены в угленосных фациях, а на Малом Кавказе, как и в Иране, средний-верхний карбон отсутствует, и на нижнем карбоне трансгрессивно лежит пермь. Далее следуют: перед верхней юрой (Дальний Восток, Кавказ, Кордильеры), в конце юры и начале мела (Верхояно-Колымская область, Кордильеры, Кавказ), в конце верхнего мела — лара-

мийская фаза (Кордильеры, Анды, Альпийско-Гималайский пояс, Дальний Восток), в конце эоцена—начале олигоцена (Альпийско-Гималайский пояс, Тихоокеанский пояс Северной и Южной Америки, Русская платформа и др.). Многие фазы горообразования, происходившие в неотектонический этап истории земной коры, как-то: в конце миоцена—начале плиоцена, на границе нижнего и среднего плиоцена, плиоцена и постплиоцена—имели почти планетарный характер.

Показательно, что большинство из перечисленных фаз складкообразования сопровождалось фазами гранитообразования [19, 20].

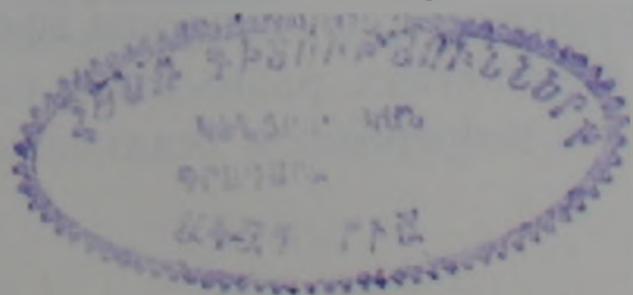
Бросаются в глаза некоторые геологические процессы, проявлявшиеся одновременно в значительно удаленных друг от друга районах. альбская трансгрессия на Русской платформе, в Зап. Европе, Африке, на Кавказе, в Анатолии, отложение пестроцветных моласс в верхнем олигоцене-миоцене в передовых и межгорных впадинах Альпийского пояса, от Гималаев и до Пиренеев включительно, в Средней Азии, накопление пелитоморфных известняков и мергелей в верхнем сеноне (Альпийско-Гималайский пояс, Русская платформа), регрессия в конце верхнего мела в Африке, Сев. Америке, Альпийском поясе, на Русской платформе, пиренейская фаза тектогенеза, обусловившая начало формирования горных хребтов Альпийско-Гималайского пояса и рифтовых долин в Зап. Европе и т. д.

Синхронность проявления тектонических движений и обусловленных ими других геологических процессов становится еще более наглядной при сопоставлении геологических районов в пределах единых геотектонических поясов и областей. Так, например, идеальное сходство в проявлении тектонических движений в палеогене наблюдается при сопоставлении Антикавказа и Венгрии—перерывы между нижним и средним эоценом, средним и верхним эоценом, эоценом и олигоценом, трансгрессивное залегание верхнего эоцена и олигоцена, регрессия в верхнем олигоцене (регрессивные песчаники хата в Венгрии и красноцветные молассы верхнего олигоцена Закавказья).

По-видимому, разногласия между исследователями по данному вопросу в значительной мере обусловлены и тем, что они по-разному понимают понятие «фаза складчатости».

Наиболее удачную формулировку последней дал Н. С. Шатский, согласно которой, фаза—это время неравномерных складкообразовательных движений, приводящих к скачкообразному изменению общего плана структуры данного участка земной коры, время наиболее интенсивных движений в длительном процессе складкообразования, а не моменты самостоятельных новых орогенических актов [26].

Под фазой складчатости следует понимать отдельные акты, геологические «моменты» непрерывно и неравномерно происходивших тектонических движений, которые вызывают складчатую деформацию отложений и качественные изменения в геологическом строении данного района.



При рассмотрении вопроса о региональном или локальном распространении фаз складчатости важное значение имеют методы их распознавания и фиксации.

Многие считают, что орофазы обязательно должны фиксироваться угловым несогласием, перерывом и трансгрессивным залеганием слоев даже в пределах отдельных структур (антиклинорий и синклинорий). Согласно этой концепции, в случае отсутствия указанных геологических критериев, можно заключить, что складчатые движения не проявились. Нам кажется, что отсюда и вытекает представление об ограниченном распространении фаз складчатости.

При обсуждении данного вопроса следует учесть ряд обстоятельств. Одни и те же тектонические движения в различных частях земной коры могут и должны вызывать разные геологические эффекты в зависимости от состава слагающих данный регион пород, степени их консолидации и других структурно-геологических особенностей.

Кроме того, различный эффект тектонических движений в отдельных частях структурно-формационных зон обусловлен также дифференциальным характером тектонических движений, которые в разных частях зон проявляются с разной интенсивностью и разными знаками.

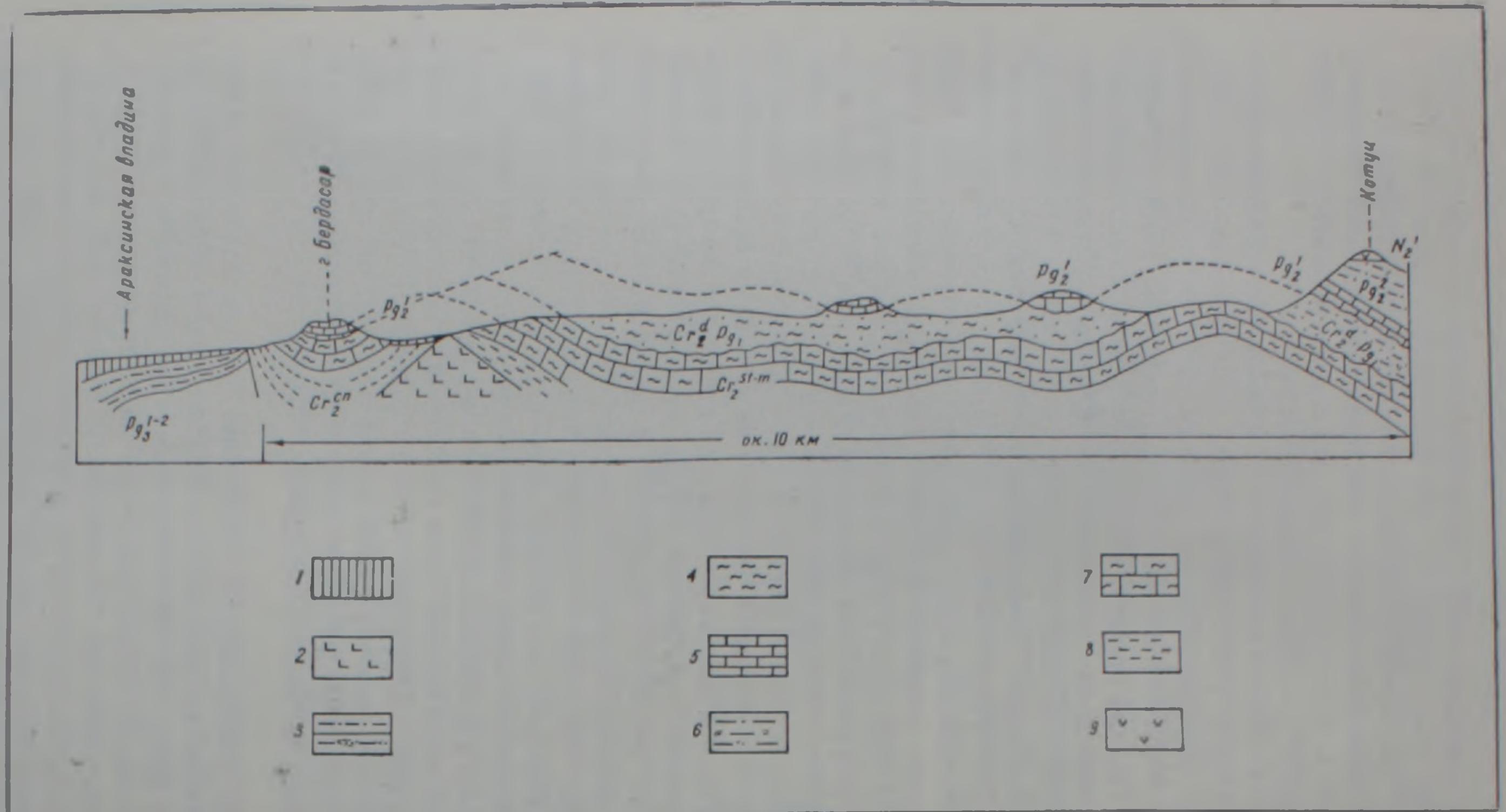
Так, в результате складчатых движений происходит формирование антиклинорий и синклинорий структур, в которых затем тектонические движения происходят противоположными знаками. Антиклинальные структуры испытывают поднятия, подвергаются размыву и в следующих этапах тектонического развития трансгрессивно и несогласно перекрываются более молодыми отложениями. Иным типом развития характеризуются синклинальные структуры. Они после складчатости вовлекаются в дальнейшее прогибание, в результате чего осадконакопление в них непрерывно продолжается. Поэтому в этих структурах не будут наблюдаться ни перерывы в осадконакоплении, ни угловые несогласия. Таким образом, фазы складкообразования и постскладчатые орогенические движения по-разному фиксируются в различных структурах. В антиклинориях они обуславливают поднятие, разрыв и трансгрессивное и несогласное залегание более молодых отложений, а в синклинориях — непрерывное осадконакопление.

Г. Штилле в ответе на критику Дж. Гиллули пишет: «Часто орогенезы проявляются только в краевых частях бассейнов, при этом внутренние, сильно олушенные зоны если и затрагиваются ими, то столь слабо, что орогенезы даже не сопровождаются появлением перерывов в разрезе» [28, стр. 672]. По нашему мнению, это положение, характерное для всех геосинклинальных зон, обусловлено не тем, что орогенезы проявляются только в краевых частях бассейнов или прогибов. Складкообразование и орогенические движения в равной степени проявляются как в антиклинориях, так и в синклинориях, но только по разному знаку и вызывают разные геологические эффекты. В геоантиклиналях они выражаются в поднятиях, размывах и перерывах в осадконакоплении, а в прогибах — в непрерывном осадконакоплении в больших мощностях.

В прогибах и синклиниях, хотя и не наблюдаются перерывы и угловые несогласия, фазы движений четко фиксируются изменениями фаций отложений. Сравнительно глубоководные глинисто-карбонатные отложения после проявления орофазы сменяются терригенными фациями: сначала флишем, а затем и молассаами, что и свидетельствует о поднятиях, имевших место в соседних геоантиклиналях.

Приведем два примера из Армении. В краевой части Еревано-Орду-бадского синклиория, в бассейне р. Веди, нуммулитовые известняки нижнего эоцена трансгрессивно и с угловым несогласием налегают то на карбонатные отложения верхнего сенона (гора Бердасар), то на верхний палеозой (Урцский хребет), а в мульдовой части синклиория они согласно или с небольшим эрозионным несогласием подстилаются терригенным флишем палеоцена-данья (фиг. 1). Последние с эрозионным несогласием перекрывают тонкослоистые плитчатые карбонатные породы маастрихта. Этот разрез свидетельствует о том, что складкообразовательные тектонические движения, происходившие в конце верхнего мела и начале палеогена, вызывали поднятие и перерыв в осадконакоплении в датском веке и палеоцене в бортовой части синклиория, а центральная часть его в результате этих движений претерпевала дальнейшее прогибание, обусловившее непрерывное осадконакопление в течение датского века и палеоцена. Таким образом, в мульдовой части синклиория фазы складчатости и орогенеза выражены непрерывным осадконакоплением, но резкой сменой фаций при переходе от маастрихта в даний-палеоцен. Пелитоморфные карбонатные породы верхнего сенона в датском веке и палеоцене сменяются терригенным флишем, что свидетельствует о поднятиях и размыве краевых частей прогиба. В том же синклиории в синклинальных структурах отложения олигоцена согласно сменяют терригенно-карбонатные слои верхнего эоцена, а в антиклиналях—трансгрессивно перекрывают эоцен. Аналогичная картина соотношений палеогена и верхнего мела наблюдается в Севано-Ширакском синклиории. В его мульдовой части нижний эоцен согласно подстилается отложениями данья-палеоцена, а в бортовых частях и обрамляющих антиклинориях (Цахкуняцкий и др.) трансгрессивно ложится на верхний мел. Описанные примеры проявления фаз складкообразования и горообразования в разных структурах являются, по-видимому, общими для всех складчатых сооружений.

Противники одновременного проявления фаз складкообразования часто ссылаются на тот факт, что они неравномерно распространены на материках. Например, на Северо-Американском континенте варисийские движения весьма сильно проявились на восточном его краю (Аппалачи) и очень слабо—на Тихоокеанском побережье (Кордильеры). Мезозойские движения (особенно ларамийские), наоборот, очень сильно выражены в Кордильерском геосинклинальном поясе и слабо—на Атлантическом сегменте. В Евразии мезозойские движения сыграли главную роль в формировании современной структуры и в развитии магматизма и эндогенной минерализации на Тихоокеанском сегменте (Верхояно-



Фиг. 1. Схематический геологический разрез по линии гора Бердасар—гора Котуч (басс. р. Веди). 1. Четвертичные аллювиально-пролювиальные отложения. 2. Плиоцен: вулканогенные образования. 3. Нижний-средний олигоцен: песчано-глинистые отложения. 4. Средний эоцен: песчано-глинистые отложения. 5. Нижний эоцен: нуммулитовые известняки. 6. Палеоцен—датярус: терригенный флиш. 7. Сантон-маастрихт: известняки, мергели. 8. Верхний коньяк: терригенные отложения. 9. Интрузии габбро.

Чукотская складчатая область, Восточное Забайкалье, Сихоте-Алинь) и очень слабо проявились на Атлантическом сегменте. В последнем главную роль играли варисцийские и альпийские движения.

Неравномерность проявления складчатых и горообразовательных движений наблюдается даже в пределах сравнительно небольших структурных сооружений. Так, на Антикавказе мезозойские движения и связанные с ними магматизм и оруденение проявились в его северо-восточной части (Сомхето-Кафанская эвгеосинклинальная зона), а альпийские движения и магматизм—в центральной и южной частях этого региона.

Подобное «викарирование» фаз складчатости, по нашему мнению, обусловлено рядом обстоятельств. Хотя тектонические эпохи и главные фазы складчатости представляют, на наш взгляд, более или менее планетарные явления, они распределены, как и все другие геологические процессы, неравномерно, что обусловлено различием внутреннего строения отдельных частей земной коры. Во-вторых, очень часто на поднятиях и геоантиклинальных зонах, где преобладают процессы денудации и отсутствуют отложения данной тектонической эпохи, фазы складчатости не фиксируются, а обнаружить их в более древних, уже консолидированных образованиях почти невозможно. В-третьих, интенсивность движений на различных участках земной коры обусловлена также различной степенью их консолидации.

Таким образом, мы приходим к выводу, что неравномерное распространение главных фаз складкообразования, а тем более и эпох движений, отнюдь не отражает их локальный характер. Да и трудно себе представить, что такие грандиозные явления природы, как складкообразовательные процессы и парагенетически с ними связанные гранитообразование и рудообразование, имели локальный характер. Они обусловлены глубинными физико-химическими процессами, происходящими в глубоких горизонтах земной коры и в верхней мантии, а также, вероятно, и внеземными астрономическими процессами, влияющими на всю Землю.

Поэтому результаты этих процессов должны быть отражены на всю земную кору или по крайней мере на больших регионах—крупных континентальных массивах и геосинклинальных поясах и смежных с ними платформах.

А. В. Пейве [18] по этому поводу пишет: «Формирование и развитие земной коры, т. е. явления, которые мы называем геосинклинальным процессом, нельзя связывать с физико-химическими и иными изменениями в мантии в пределах локальных структур, т. е. отдельных глубинных разломов, геоантиклиналей, геосинклиналей и т. п. Геосинклинальный процесс и связанные с ним геологические явления возбуждаются какими-то исключительно мощными, неизвестными нам чисто механическими тектоническими силами, имеющими глобальный характер...».

По мнению Д. Н. Андрусова, отрицание широкого распространения фаз складчатости может привести к отказу от главного принципа, положенного в основу составления тектонической карты Европы и Евразии [4].

О планетарном масштабе складкообразовательных и горообразова-

тельных тектонических движений свидетельствуют также резкие скачки в эволюционном развитии фауны и флоры, совпадающие с фазами и эпохами тектогенеза. Общеизвестно вымирание в датском веке широко распространенных в меловом периоде во всех морских бассейнах мира аммонитов, белемнитов, иноцерамов, а также морских и наземных гигантских пресмыкающихся. Показательно также в этом отношении обновление в составе фауны на границе эоцена и олигоцена и, в частности, вымирание или резкое сокращение в количестве широко распространенных во всех морях эоцена тропических и субтропических областей нуммулитов, дискоциклин и орбитондов.

Несомненно, эти кардинальные скачкообразные изменения в развитии органического мира связаны с резкими изменениями физико-географических и биономических условий суши и водных бассейнов, обусловленными движениями земной коры, происходившими в датском веке (ларамийская фаза) и на границе эоцена и олигоцена (пиренейская фаза).

Касаясь вопроса продолжительности складкообразовательных движений, следует отметить, что в большинстве случаев очень трудно определить точное время их проявления. После складчатости обычно происходят поднятие (орогенез) и перерыв в осадконакоплении, а также размыв отложений, и не сохраняются те геологические документы (отложения, дислоцированные в данную фазу движений), по которым можно было определить продолжительность движений. Поэтому интервал времени, соответствующий перерыву в осадконакоплении и отделяющий ранее дислоцированный комплекс отложений от вышележащего трансгрессивного комплекса, соответствует не продолжительности фазы складчатости, а времени проявления фазы складчатости и постскладчатого орогенеза вместе взятых.

Многие исследователи продолжительность складкообразования определяют возрастом молассовых образований, накопленных в данное время, что вряд ли правильно. Молассы не столько синскладчатые, сколько синорогенные формации, и хотя отложение их начинается в процессе складкообразования, но еще с большей интенсивностью оно продолжается в эпоху горообразования. Поэтому молассовые формации в целом не только синскладчатые образования, а время их накопления соответствует продолжительности суммы тектогенических и орогенических движений.

По Г. Штилле [29], конгломераты и другие молассовые накопления не синорогенные¹, а скорее синэпейрогенные образования.

Таким образом, складкообразовательные и горообразовательные движения часто переплетаются и разграничить их, а также определить их продолжительность по перерывам в осадконакоплении и регрессивным формациям, почти невозможно.

О типах движений. В литературе, как в отечественной, так и зарубежной, нет однозначного определения типов движений. Конечно самым правильным было бы классифицировать движения по генетическим

¹ Синтектонические в нашем понимании.

признакам, что, однако, в настоящее время невозможно, ибо нам еще не известны истинные причины, вызывающие различные типы тектонических движений. Движения земной коры, по-видимому, обусловлены физико-химическими превращениями вещества и механическими изменениями, происходящими в нижних слоях тектоносферы и в мантии, почти недоступными изучению. Поэтому существующие схемы классификации движений основаны преимущественно на их результатах, на вызываемых ими изменениях в структуре земной коры. Из схем классификации движений наиболее приемлемой нам представляется схема, предложенная С. Н. Бубновым [6]. Он выделяет четыре типа движений: тектогенический, орогенический, диктиогенический и эпейрогенический.

Тектогенические (или складкообразовательные) движения сравнительно кратковременные, вызывают необратимые структурные изменения в осадочных формациях и обуславливают формирование складок, надвигов, шарнажей и имеют преимущественно горизонтальную направленность.

Орогенез — это преимущественно вертикально направленные, дифференциальные движения земной коры, проявляющиеся преимущественно в заключительную (орогенную) стадию развития геосинклинальных поясов и обуславливающие формирование мегаформ рельефа данной области. Они не нарушают внутреннее строение осадочных толщ и обуславливают проявление финального, преимущественно наземного вулканизма и накопление молассовых формаций в краевых и межгорных впадинах.

Под эпейрогеническими движениями понимаются вековые, длительно проявляющиеся, не изменяющие структуру осадочных формаций, обратимые движения широкого охвата, как нисходящие, так и восходящие, создающие континенты, континентальные бассейны. Они охватывают и геосинклинальные пояса, и смежные платформы и вызывают регионально выраженные трансгрессии и регрессии (альб-сеноманская трансгрессия, датская регрессия и т. д.).

Диктиогенез (волновые движения по В. В. Белоусову и Е. В. Хаину, глубинные складки Аргана), по С. Н. Бубнову, также обратимые и кратковременные движения, вызывающие глыбовую дислокацию земной коры, образующие грабены, горсты, разломы. Они формируют щиты, антеклизы и синеклизы на платформах, поднятия и прогибы в геосинклиналях.

По-видимому, этими движениями обусловлено формирование рифтовых структур на материках и в океанах, а также авлакогенов на древних платформах.

Важным в классификации С. Н. Бубнова является то, что он термин «орогенез» употребляет согласно нашим современным представлениям, а не в смысле классического понятия, укоренившегося в литературе как синоним складкообразовательных движений. Еще в 1930 г. Хаарман и В. Г. Эшер указали, что термин «орогенез», означающий «горообразование», по существу неправилен, т. к. горные хребты образуются обычно

после складчатости, путем поднятия уже ранее смятых в складки областей. По этим соображениям, указанные исследователи для обозначения складкообразования и разрывообразования применяют термин «тектогенез», а термин орогенез используют для обозначения движений последующего поднятия складчатых зон как разновидность эпейрогенеза. Важно отметить, что американский геолог Г. К. Джильтберт, который впервые в 1890 г. подразделил тектонические движения (диастрофизм) на орогенические и эпейрогенические, под орогенезом подразумевал движения, создающие горные хребты. Однако, к сожалению, термин тектогенез в дальнейшем не получил широкого применения, т. к. его предшественник — «орогенез» слишком прочно вошел в геологический обиход. По-видимому, по этим же соображениям термин «орогенез» Г. Штилле употребляет как движения, обуславливающие складчатые структуры слоистых пород земной коры.

При обсуждении вопроса, касающегося типов движений, следует учесть, что приведенная выше классификация С. Н. Бубнова, как и классификация многих других исследователей, в значительной степени условная, ибо часто очень трудно по геологическим результатам судить о типах движений. Иногда разные результаты или структурные формы в осадочных толщах земной коры обусловлены не различными типами движений, а спецификой строения и состава подвергающихся дислокации слоев. Разные типы движений большей частью проявляются одновременно, переплетаются и поэтому различить их весьма трудно.

Так, во время орогенеза неравномерных глыбовых и сводово-блоковых поднятий и опусканий также происходит складчатость. Однако, образующиеся в это время складки, в отличие от складчатых структур, возникших во время тектогенических или складкообразовательных движений, имеют локальное распространение вдоль границ блоков, вдоль разломов (приразломные и надразломные складки) и поэтому слагающие их отложения обычно сильно расланцованы, раскливажированы. При сводово-глыбовых поднятиях формируются также большие орогенные складки.

При тектогенезе (складкообразовании) в той или иной степени происходит и горообразование — поднятие крупных антиклинальных складок и опускание синклиналий и т. д.

Вряд ли можно считать оправданным выделение, кроме вышеописанных основных типов, других типов движений, как например, разрывного, магматического, колебательного и т. д. Разрывные структуры возникают как при проявлении складкообразовательных движений, так и орогенических и эпейрогенических движений. Из вышеизложенного вытекает, что во многих случаях различные структурные формы (разрывные, складчатые), наблюдаемые в отдельных частях земной коры, обусловлены, как это справедливо отмечает С. Н. Бубнов, не типами движений, а различными свойствами материала и главным образом упругостью, пластичностью и другими механическими свойствами. Под воздействием тектогенических или складкообразовательных движений заполняющие гео-

синклинальные прогибы отложения подвергаются складчатости, обычно осложняющейся разрывами. В ранее консолидированных же участках в результате тех же движений происходит преимущественно разрывообразование.

Г. Штилле считает, что «различные тектонических форм (глыбовые горы, покровные складки и др.) обусловлены не разновидностью движений и не различной степенью действующих сил, а разнотипностью охваченного ими материала» [29]. По его мнению, типы складчатости зависят от подвижности охватываемой территории, а образование разломов— это продолжение складчатости в комплексе отложений, ставшем тем временем иным материалом.

По Г. Клоссу, складчатость и образование разрывов не представляют собой принципиально отличающиеся друг от друга явления, и процесс разрывообразования — это продолжение складкообразования иными средствами.

Другая особенность проявления отдельных типов тектонических движений заключается в том, что в различных стадиях развития геосинклинальных областей преобладают те или иные их типы. Так, в первую стадию развития геосинклиналей— в стадию собственно геосинклинального развития, преобладают диктиогенические и тектогенические движения, а в заключительную или орогенную стадию— орогенические типы движений.

По-видимому, следует выделить в особый тип движения, обуславливающие возникновение глубинных разломов и внедрение ультрабазитов.

Тектонические и орогенические фазы в разрезах Армении

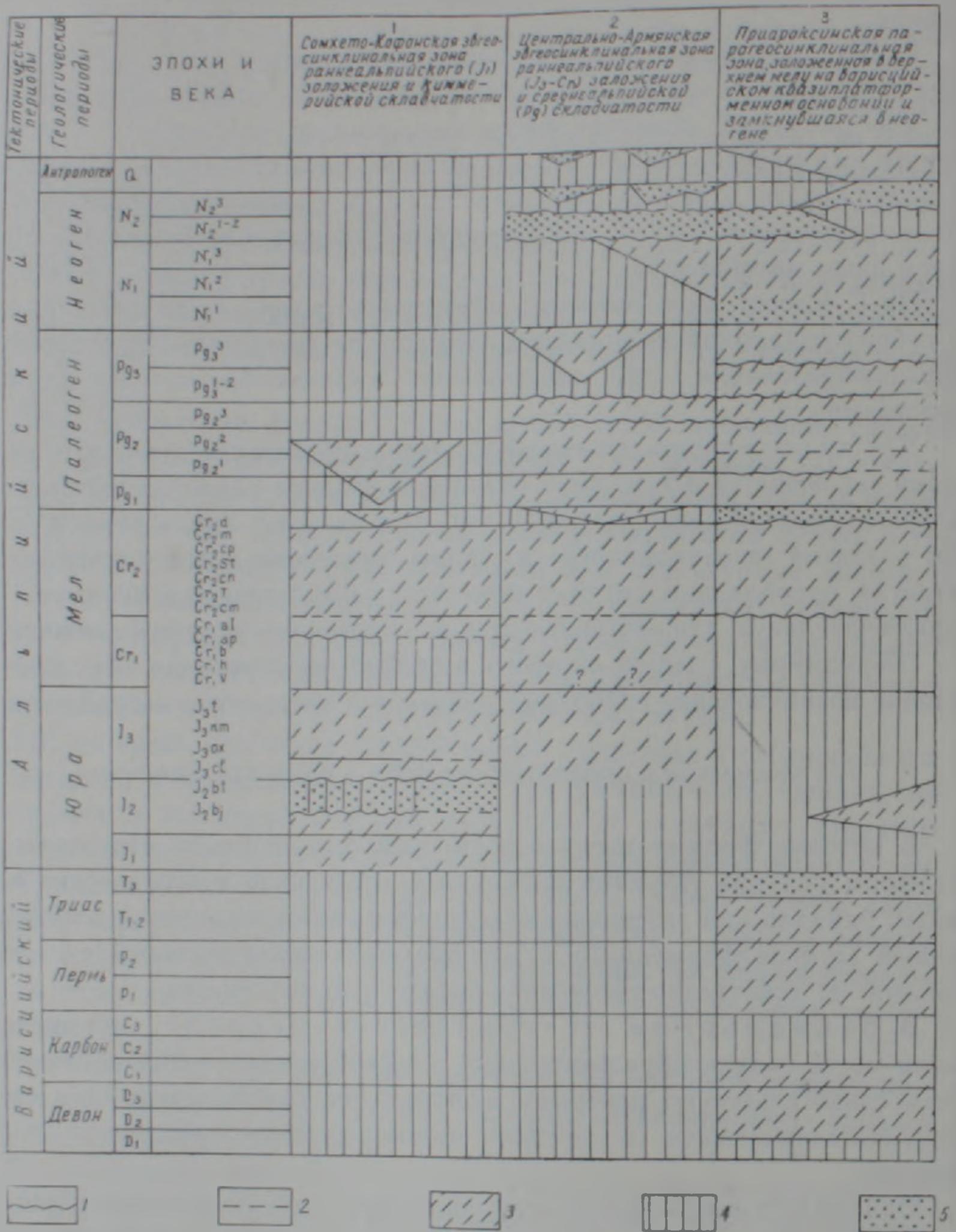
В истории формирования современной тектонической структуры и мегаформ рельефа Армении выделяются следующие тектонические периоды: байкальский геосинклинальный, каледонско-герцинский платформенный (субплатформенный) и альпийский геосинклинальный с двумя этапами: а) собственно-геосинклинальным и б) орогенным.

В байкальском тектоническом периоде несомненно имели место складкообразовательные и горообразовательные движения, о чем свидетельствуют перерывы и несогласия между отдельными свитами, выделяющимися в составе метаморфического комплекса этого возраста.

Однако систематизировать эти движения в хронологическом порядке пока невозможно, так как породы, относящиеся к байкальскому (рифейскому) возрасту лишь фрагментарно выступают в ядрах альпийских антиклинорий и к тому же еще плохо стратифицированы. В равной степени это положение касается и каледонского времени, отложения которого (Ст, О, S, D) на территории Антикавказа пока не обнаружены.

Герцинский тектонический период. Тектонические движения герцинского периода имели преимущественно вертикальную направленность и обусловили перерывы в осадконакоплении и трансгрессивное залегание свит, не вызывая существенных изменений в структуре

области и не сопровождаясь магматизмом. Это один из ряда признаков, заставляющих многих исследователей отнести герцинскую историю Антикавказа к платформенному типу [10].



Фиг. 2. Схема тектонических движений в Армении. 1. Тектонические (угловые) несогласия. 2. Стратиграфические (параллельные) несогласия. 3. Прогибание и осадконакопление. 4. Поднятия и перерывы в осадконакоплении. 5. Молассы, субмолассы и другие синтетектонические терригенные формации.

Трансгрессивным залеганием верхнего девона в разрезах средневерхнепалеозойских отложений Армении отчетливо фиксируется предверхнедевонская фаза движений. В Иране и на Большом Кавказе верхний девон также трансгрессивен (с конгломератами в основа-

нии). Более мощными были движения, происходившие после нижнего карбона (судетская фаза по Г. Штилле), обусловившие регионально выраженный перерыв в среднем-верхнем карбоне и трансгрессивное залегание перми.

В Тавридах и Иранидах в результате этих движений средний-верхний карбон также отсутствует, а в западных Понтидах, как и на Большом Кавказе, они выражены в регрессивных угленосных молассовых фациях.

Движения эти интенсивно проявились в Западной Европе, в Урало-Тянь-Шаньской геосинклинальной области, в Аппалачах Сев. Америки, в Сев. Африке и, таким образом, имеют почти планетарный характер.

Завершается герцинский тектонический этап мощными движениями в верхнем триасе, соответствующими лабинской фазе Зап. Кавказа (T_2 — T_3). В Приараксинской субплатформенной зоне эти движения вызвали общее поднятие зоны, регрессию палеозойско-триасового моря и накопление в верхнем триасе мощных (600—700 м) терригенных угленосных молассовых образований. Указанная зона (Приараксинская герцинская синеклиза), которая в течение всего среднего-верхнего палеозоя и нижнего-среднего триаса была покрыта платформенным морем (за исключением средне-верхнекарбонного перерыва), начиная с верхнего триаса, испытывает общее поднятие и превращается в область размыва, длившегося в течение всей юры и нижнего мела.

Новое опускание и трансгрессия в этой зоне происходят только к верхнему мелу в связи с заложением Еревано-Ордубадского наложенного геосинклинального прогиба.

В северо-восточной зоне Антикавказа, имеющей тенденцию поднятия в течение всего герцинского этапа развития (Антикавказское поднятие), эти движения фиксируются трансгрессивным залеганием терригенных сероцветных отложений лейаса (Локский, Храмский, Ахумский массивы).

Таким образом, для Антикавказа рассматриваемое время было настоящей эпохой инверсии, ибо две его крупные структурно-формационные зоны, существовавшие в герцинском этапе—Антикавказское поднятие и Приараксинская зона осадконакопления, начиная с лейаса, приобретают обратную направленность развития. Первая из них в юре и мелу испытывает сильное погружение (Сомхето-Кафанская эвгеосинклинальная зона), а вторая—в юре и нижнем мелу приобретает режим поднятия.

Альпийский тектонический период делится на собственно геосинклинальную стадию, охватывающую время от юры и до эоцена включительно, и орогенную стадию, соответствующую интервалу времени от олигоцена и до антропогена включительно.

А. Собственно-геосинклинальная стадия. В эту стадию проявились следующие фазы тектонических движений. Батская, выраженная регрессией в верхнем бате и ограниченным распространением батских отложений в Армении. В Грузии она выражена накоплением в бате угленосных континентальных отложений. Более мощными и одними из наиболее важных фаз в формировании структур Армении бы-

ли предкелловейские движения, обусловившие перерыв между средней и верхней юрой и трансгрессивное залегание верхней юры. В Северной Армении отложения келловей трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на различных горизонтах более древних свит, а в южной—в Зангезуре, перерыв, вызванный предкелловейскими движениями, был более длительным. Здесь отсутствуют отложения бата, келловей и нижнего оксфорда, и на вулканогенных образованиях байоса трансгрессивно лежат вулканогенно-осадочные породы верхнего оксфорда. Предверхнеюрские движения были одной из важнейших фаз формирования структур Сомхето-Кафанской зоны. В их результате произошла инверсия в геотектоническом режиме; на месте наиболее прогнутых частей указанной эвгеосинклинальной зоны возникли антиклинальные поднятия—ячейки будущих антиклинорных сооружений (Алавердское, Шамшадинское, Кафанское и др.), и дальнейшее развитие зоны в верхней юре и мелу шло по иному плану. Эти движения сопровождались внедрением интрузий плагиогранитов.

Далее следуют мощные движения, происходившие в конце юры и раннем мелу, обусловившие поднятие и установление континентального режима в Сомхето-Кафанской зоне в течение неокома. Только в Зангезуре, в Воротанском остаточном прогибе, осадконакопление непрерывно продолжалось в течение верхней юры и неокома. В Северной Армении (Иджеванский грабен—синклинорий), как и на Карабахском антиклинории (Азерб. ССР), альбские песчано-глинистые, местами глауконитовые отложения трансгрессивно лежат на известняках оксфорда-титона. Тектонические движения, имевшие место на рубеже нижнего и верхнего мела, также вызывали перерыв в осадконакоплении перед верхним мелом. В Сомхето-Кафанской и Еревано-Ордубадской зонах разрез верхнего мела начинается трансгрессивным сеноманом, а на Цахкуняцком антиклинории, на байкальском метаморфическом комплексе лежат отложения верхнего турона-коньяка.

В ряде мест Армении В. Т. Акопяном отмечено трансгрессивное залегание карбонатной формации маастрихта. На северном склоне Антикавказа, на участке Мардакерт-Истису, карбонатная свита кампан-маастрихта трансгрессивно лежит на вулканогенных образованиях нижнего сенона. В составе базальных конгломератов указанной карбонатной свиты в большом количестве встречаются окатанные обломки интрузий ультрабазитов, что свидетельствует о тектонических движениях, имевших место перед верхним сеноном.

Следующая фаза мощных складкообразовательных движений констатируется в конце верхнего мела—в датском веке. Она охватывает весь Антикавказ и отчетливо фиксируется резкой сменой фаций в разрезах при переходе от верхнего мела в палеоген. Регионально распространенные на Кавказе пелитоморфные, фациально устойчивые карбонатные отложения верхнего сенона выше сменяются терригенным сероцветным флишем дания-палеоцена. Последний представляет типичный регрессивный комплекс отложений и несогласно перекрывает раз-

личные горизонты сенона. Только в мульдовых частях синклинальных зон (Ширакский хребет, басс. р. Веди) наблюдается постепенный переход от верхнего мела в палеоцен.

Верхнемеловыми (ларамийскими) движениями завершается геосинклинальный режим в Сомхето-Кафанской зоне, а в Центрально-Армянской и Приараксинской зонах ими обусловлены перерыв в осадконакоплении и регрессия на рубеже верхнего мела и палеогена.

Движения сравнительно менее мощные происходили перед палеоценом (перерыв между палеоценом и датским веком), перед нижним эоценом (трансгрессивное залегание нуммулитовых известняков нижнего эоцена) и перед средним эоценом.

Любопытно отметить, что все эти фазы движений констатированы и в разрезах палеогеновых отложений Венгрии [22].

Одной из переломных эпох в формировании структур описываемой области была граница эоцена и олигоцена. Тектонические движения, происходившие в это время (пиренейская группа фаз по Г. Штилле), вызвали дислокацию доолигоценовых отложений, внедрение гранитоидных интрузий и завершение геосинклинального режима развития Антикавказа.

Первая фаза этих движений (первая пиренейская, триалетская по И. Д. Гамкрелидзе или балканская по Н. Месарошу и Э. Дудичу) имела место перед верхним эоценом и датируется угловым несогласием между средним и верхним эоценом и трансгрессивным залеганием последнего (Севано-Ширакский синклинорий, Вайоцзор, Аджаро-Триалетский синклинорий).

По данным Н. Месароша и Э. Дудича [16], балканская (предверхнеэоценовая) фаза складчатости—одна из основных на Балканском полуострове, выражена несогласным и трансгрессивным залеганием верхнего эоцена и мощными проявлениями вулканизма (андезито-трахиандезит-дацит-риолитового состава) в конце среднего и начале верхнего эоцена.

Следующая, вторая или настоящая пиренейская фаза движений происходила перед олигоценом и обусловила инверсию в геотектоническом режиме Антикавказа. В результате этих движений по всему Кавказу происходит смена терригенно-карбонатных и туфогенных флишевых фаций эоцена морскими молассами (ранние молассы) в нижнем-среднем олигоцене. Последние заполняют преимущественно предгорные и межгорные впадины и несогласно перекрывают более древние породы. Наиболее интенсивно воздымаются центральные части Большого Кавказа и Антикавказа. В последнем—в среднем-верхнем олигоцене, накапливаются только континентальные (угле-сланцевосные) молассовые образования.

Б. Орогенная стадия. Начало орогенного или неотектонического этапа определяется вступлением данной территории в континентальную фазу геологического развития и началом формирования мегаформ современного рельефа.

Для Антикавказа, да и Кавказа в целом, началом орогенной стадии следует считать олигоценый подотдел, ибо с этого времени начинается

формирование современных крупных форм рельефа Кавказского горного сооружения — поднятия Большого Кавказа и Антикавказа, Рионо-Куринской и Среднеараксинской межгорных впадин и Предкавказского краевого прогиба. Указанные впадины и прогибы выполнены мощными морскими и континентальными молассовыми отложениями олигоцена, неогена и антропогена, представляющими продукты размыва воздымающихся горных хребтов Большого и Малого Кавказа.

В орогенную стадию происходили как складкообразовательные, так и сводово-глыбовые (диктиогенические) движения. В Куринской депрессии в результате этих движений верхнеплиоценовые, а также ниже-среднечетвертичные морские отложения смяты в настоящие линейные складки, которые обычно несимметричны (вероятно надразломные и приразломные), отчетливо выражены в рельефе и прорезаны antecedентными ущельями.

На Антикавказе происходили преимущественно сводово-блоковые движения, обусловившие дифференциальные поднятия и опускания отдельных неотектонических зон, формирование брахиаксиальных и куполовидных складок в неогеновых отложениях Среднеараксинской и Еревано-Севанской впадин, а также формирование узких и сжатых приразломных складок.

Важнейшей особенностью неотектонического этапа Антикавказа является перестройка плана развития главных структурных зон.

Возникшие в неогене наложенные прогибы по простиранию не совпадают с прогибами палеогенового времени, а секут их. Таковыми являются Севано-Ереванский, Нахичеванский наложенные впадины, ориентированные в северо-восточном направлении и секущие под значительным углом структуры палеогена, имеющие северо-западное простирание.

Пликативные структуры указанных впадин также имеют северо-восточное («антикавказское») простирание, что соответствует простиранию изопакит.

Начало неотектонического этапа особенно отчетливо датируется накоплением пестроцветной (красноцветной) молассовой свиты в верхнем олигоцене-нижнем миоцене. Отложения этой свиты резко несогласно перекрывают различные горизонты пород от ниже-среднего олигоцена и до палеозоя и подстилают гипсо-соленосные отложения Среднеараксинской впадины от Нахичеванского прогиба на юго-востоке и до Нижнеахурянского прогиба на северо-западе.

Время их накопления знаменует начало формирования Среднеараксинской впадины в ее современных контурах и интенсивное воздымание всего Антикавказа.

В верхнем олигоцене-нижнем миоцене интенсивное воздымание горных хребтов и возникновение между ними межгорных впадин имели место также в Анатолии и Иране [10].

В истории орогенного (неотектонического) этапа Антикавказа отчетливо выделяются два подэтапа: а) раннеорогенный (олигоцен-миоцен) и б) позднеорогенный (плиоцен-антропоген).

В первом из указанных подэтапов на общем фоне поднятия в наложенных впадинах и прогибах в олигоцене и миоцене происходят опускание и накопление довольно мощных (до 2 км и более) лагунных и морских пестроцветных, соленосных и песчано-глинистых терригенных осадков (Среднеараксинская, Севанская впадины). Начиная же со второго подэтапа (с мэотиса), Антикавказ испытывает еще более интенсивное поднятие и полностью вступает в континентальную фазу развития. Постепенно формируется его современный высокогорный рельеф и происходит накопление континентальных моласс в межгорных впадинах и приразломных грабенах.

В рассматриваемую стадию имели место следующие фазы движений, преимущественно орогенные.

Предверхнеолигоценовая, вызвавшая, как указывалось выше, интенсивное поднятие всего Антикавказа и возникновение современной Среднеараксинской наложенной впадины. Последняя состоит из ряда небольших прогибов и грабенов, сложенных неогеновыми морскими и лагунно-континентальными хемогенными и терригенными молассами, разделенных горст-антиклинальными поднятиями.

Указанные движения, происходившие на рубеже олигоцена и миоцена, имели региональный характер, о чем свидетельствует широкое распространение олигоцен-миоценовых красноцветных моласс в краевых и межгорных впадинах Гималаев, Копет-дага и Кавказско-Балканской складчатой области, в Анатолии и Иране.

Очень важную роль в создании современного облика структуры и рельефа Армении играли тектонические движения, происходившие на границе миоцена и плиоцена, точнее после сармата и до мэотиса (аттическая фаза по Штилле). Они обусловили дислокацию миоценовых отложений Среднеараксинской и Севанской впадин, новое воздымание области, окончательную регрессию моря и, таким образом, переход ее от раннеорогенного подэтапа развития к позднеорогенному. Эти движения четко датируются резко несогласным залеганием мэотис-понтических, слабо смятых континентальных молассовых (угле-носно-сланценосных) образований на интенсивно дислоцированных морских отложениях сармата.

Далее следуют тектонические движения, происходившие после понта и до верхнего плиоцена и охватывающие, таким образом, весь средний плиоцен. Они фиксируются дислокацией (слабой) мэотис-понтических пресноводно-озерных и пролювиально-вулканогенных молассовых образований, широко распространенных по всей центральной диагональной части Антикавказа (вохчабердская, годерзская свиты и их литолого-стратиграфические эквиваленты), накоплением мощной (до 4 км) продуктивной терригенной молассовой свиты в восточной части Куринской впадины. Интенсивное сводово-блоковое воздымание Антикавказа в среднем плиоцене сопровождалось формированием почти всех крупных речных долин (Агстев, Памбак, Дебед, Арпа, Воротан, Раздан и др.), в

некоторых из них в верхнем плиоцене-антропогене образовались озерные водоемы.

В верхнем плиоцене и постплиоцене также имели место тектонические движения, однако точно датировать их очень трудно, так как соответствующие отложения на Антикавказе представлены исключительно континентальными фациями, фаунистически плохо охарактеризованными. В бассейне оз. Севан смяты в складки пресноводно-озерные диатомовые отложения верхнего плиоцена-постплиоцена, а в Ереванском грабен-синклинории, на Лорийском и Гукасянском вулканических плато, в дислокациях участвуют долеритовые базальты верхнего плиоцена, которые составляют отчетливо выраженные в рельефе несимметричные, валоподобные складки (преимущественно приразломные и надразломные).

Почти все фазы движений в орогенном этапе сопровождались наземным финальным вулканизмом—андезитовая формация олигоцена, липаритовая в верхнем олигоцене—миоцене, трахилипаритовая, андезитодацитовая, трахиандезитовая в плиоцене и базальтовая, липаритовая, андезито-базальтовая и андезито-дацитовая формации в верхнем плиоцене-антропогене [8].

З а к л ю ч е н и е

1. Анализ материалов по геологическому строению и истории формирования Антикавказа и смежных складчатых сооружений Альпийского пояса юга Евразии показывает, что развитие земной коры представляет ритмично, спирально, циклично повторяющийся, поступательный и направленный процесс. Каждый из этих ритмов начинается общим опусканием, трансгрессией и осадконакоплением и завершается складчатостью, поднятием, регрессией и горообразованием. Этим ритмам (тектоническим периодам и эпохам) соответствуют определенные сообщества осадочных, вулканогенных и метаморфических пород—комплексы, подкомплексы, этажи и подэтажи.

В первой половине ритмов, характеризующейся опусканием и трансгрессией, образуются терригенные (нижнетерригенные), различного, преимущественно основного и среднего состава вулканогенные и вулканогенно-осадочные флишевые формации и формации пелитоморфных карбонатных пород. Она соответствует эпохе тектонической стабилизации, максимальной трансгрессии и пенепленизации рельефа. Во вторую же стадию—стадию складчатости, поднятия и регрессии, формируются верхнетерригенные, молассовые и наземно-вулканогенные формации. Вторая половина или стадия ритмов по существу и представляет фазу орогенеза в широком смысле слова. Длительность последней в таком случае будет определяться временем регрессии и возрастом синорогенных моласс.

По М. М. Рубинштейну, длительность таких регрессий или фаз орогенеза в отдельных геотектонических зонах не превышает одного века [19].

В Армении регрессивными эпохами и веками были верхний триас, датский ярус, верхний олигоцен, мэотис-понт и антропоген.

В разрезе фанерозоя Армении выделяются следующие ритмы (стадии): девон—каменноугольный, пермо-триасовый, ниже-среднеюрский, верхняя юра—нижнемеловой, верхнемеловой, палеоцен—эоценовый, олигоцен-миоценовый, плиоцен-антропогеновый.

Из общей продолжительности отдельных ритмов, соответствующих в среднем, соответственно 120, 85, 40, 50, 40, 40, 30, 10 млн. лет, на долю фаз орогенеза (регрессии и формирование моласс) падает одна пятая и меньше части времени (верхний триас, датский век, верхний олигоцен и т. д.). Остальные, гораздо более продолжительные части времени, соответствуют первой стадии ритмов—стадии прогибания и осадконакопления. В этом и заключается кратковременность фаз складчатости и горообразования.

2. Из всех существующих гипотез, пытающихся объяснить ритмичное и направленное развитие земной коры (чередование прогибания и поднятия, трансгрессии и регрессии, складкообразования и горообразования и грабенообразования), наиболее вероятным представляется пульсационная гипотеза (Джоли, Бухер, Усов, Обручев и др.).

Согласно этой гипотезе, в геологической истории Земли чередуются процессы сжатия, вызывающие складчатость, метаморфизм, горообразование, гранитообразование и растяжения, обусловившие возникновение геосинклинальных трогов, опускание коры и осадконакопление, внедрение ультрабазитов и накопление подводно-вулканических формаций.

3. Хотя процессы складкообразования и горообразования тесно связаны друг с другом и часто переплетаются между собою, тем не менее каждый из этих типов движений является доминирующим в отдельных стадиях геосинклинального развития.

Складкообразовательные движения происходят преимущественно в конце первой стадии ритма, а горообразовательные процессы господствуют во вторую стадию—стадию орогенеза. Следует отметить, что складчатость происходит также в стадию прогибания и осадконакопления (конседиментационная складчатость), но эти движения не приводят к замыканию геосинклинальных прогибов, изменению плана расположения важнейших структурных элементов области и почти не отражаются в рельефе.

4. Движения неотектонического (орогенного) этапа альпийского тектонического периода охватывают всю нашу планету, как геосинклинальные складчатые пояса разных возрастов, так и древние и молодые платформы. Они обусловили формирование современных эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенических зон—Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского эпигеосинклинальных зон, Тянь-Шань—Алтайской и Прибайкальской зон дифференциальных поднятий и опусканий, Восточно-Африканской орогенной зоны, Среднеокеанических орогенических поясов с рифтовыми долинами в их осевых частях.

5. Учитывая тот факт, что тектонические периоды, этапы (стадии, ритмы) и обусловленные ими важнейшие геологические события (альб-сеноманская трансгрессия, датская регрессия, преолигоценная фаза складчатости и многие другие) охватывают большинство геосинклинальных поясов и платформ, можно полагать, что они вызваны процессами, происходящими в глубоких горизонтах коры и в мантии и, таким образом, являются планетарными явлениями.

По М. М. Рубинштейну, гранитообразование и метаморфизм также являются геологическими процессами планетарного масштаба и по времени их проявления совпадают с фазами складкообразования [19, 20].

Материалы по Армении в целом подтверждают указанные положения. Вместе с тем, они показывают, что не все фазы складкообразования и горообразования сопровождаются гранитообразованием. Внедрение интрузий гранитоидов связано с теми фазами движений, которые обуславливают коренные перестройки в геотектоническом плане и инверсию в геотектоническом режиме [8].

Ереванский государственный
университет

Поступила 14.X.1971.

Ա. Հ. ԳԱՐՐԻԵԼՅԱՆ

ՄԱՔՐԱԿՈՅԱՑՄԱՆ ՈՒ ԼԵՌՆԱԿԱԶՄԱԿԱՆ ՓՈՒԼԵՐԸ ՀԱՅԱՍՏԱՆՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում նկարագրվում են Հայաստանի երկրաբանական դարգացման գլխավոր էտապներն ու փուլերը և նրանց հետ կապված մագմատիզմի դարգացման օրինաչափությունները:

Հայաստանի նյութերի հիման վրա հեղինակը հանդում է այն եզրակացություն, որ ծալքազոյացման ու լեռնակազմական փուլերը մեծ մասամբ պլանետար մասշտաբի են, ուղեկցվում են գրանիտազոյացմամբ և հետևանք են երկրակեղևի պոլիսացիոն դարգացման:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Адамия Ш. А. Доюрские образования Кавказа. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, вып. 16, 1968.
2. Азарян Н. Р., Аюлян В. Т. Новая стратиграфическая схема юрских отложений Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXVIII, № 2, 1959.
3. Аюлян В. Т. К стратиграфии нижнемеловых отложений юго-восточной Армении. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. XI, № 1, 1958.
4. Андрусов Д. Н. О тектонической карте Евразии. «Геотектоника», № 5, 1969.
5. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», Ереван, 1958.
6. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд. МГУ, 1960.
7. Бубнов С. Н. Тектонические фазы и характер процессов деформаций Земли, связанных с ее внутренней динамикой. БМОИП, отд. геол., т. XXXIII, № 1, 1958.

8. Габриелян А. А., Багдасарян Г. П. и др. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1968
9. Габриелян А. А. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Изд. «Митк», Ереван, 1968
10. Габриелян А. А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента Альпийской складчатой области. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIII, № 3, 1970.
11. Габриелян А. А., Думитрашко Н. В. История развития рельефа Армении. «Геология Армении», т. I. Изд. АН Арм. ССР, 1960.
12. Гамкрелидзе П. Д. Мезо-кайнозойские орогенические фазы альпийской зоны юга СССР. Структуры земной коры и деформации горных пород. Изд. АН СССР, М., 1960.
13. Джанелидзе А. И. К вопросу об орогенических фазах. «Сов. геология», № 1—2, 1940.
14. Джанелидзе А. И. Об орогенических циклах. Сообщения АН Груз. ССР, т. XXX, № 5, 1963.
15. Косыгин Ю. А. Тектоника. «Недра», М., 1969.
16. Месарош Н., Дудич Э. мл. Типы тектонических движений земной коры на границе эоцена-олигоцена и их влияние на осадконакопление олигоцена в Европе и сопредельных областях. Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae T. 12 (1—1), 1968,
17. Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. Изд. «Мир», М., 1967.
18. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», № 4, 1969.
19. Рубинштейн М. М. Орогенические движения и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии. «Геотектоника», № 2, 1967.
20. Рубинштейн М. М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1967.
21. Сорский А. А. К вопросу об инверсии геотектонического режима на Кавказе в альпийском цикле. БМОИП, т. XXXVIII, № 5, 1963.
22. Фюлеп И. Геологическое строение Задунайского Среднегорья. В кн. «Эоценовые отложения Задунайского Среднегорья». Путев. к экск. коллоквиума по стратиграфии эоцена. Будапешт, 1969.
23. Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд. «ИЛ», М., 1955.
24. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1964
25. Хаин В. Е. Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости. «Геотектоника», № 3, 1970.
26. Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1951.
27. Штеклин Д. Ж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», VI, 1966
28. Штилле Г. Замечания к статье Дж. Гиллули «Распределение горсообразования в геологическое время». В кн. «Ганс Штилле», избранные труды Изд. «Мир», М., 1964.
29. Штилле Г. Еще раз к вопросу об эпизодичности и одновременности орогенических процессов. В кн. «Ганс Штилле», избранные труды Изд. «Мир», М., 1964.
30. Ячшик А. Л. Тектоника Евразии. Изд. «Наука», М., 1966.
31. Billings M. P. Diastrophism and mountainbuilding. Bull. Geol. Soc. American, vol. 71, № 4, 1950.
32. Bucher W. H. Deformation in orogenic belts. Geol. Soc. Amer. Spec. pap. 62, 1955.
33. Gilluly J. Distribution of mountain building in geologic time. Bull. Soc. America. Vol. 50, № 4, 1949.
34. Gilluly J. Geochronology and orogeny. Amer. J. Sci., № 2, 1966.
35. Symposium on the chronology of tectonic movements on the Western United States (USA), Amer. J. Sci., vol. 265, № 5, 1967.