Юдин.В.В. Классификация олистостром. Труды Крымской Академии наук, Симферополь, 2012 .С. 150-162

Юдин В.В.

КЛАССИФИКАЦИЯ ОЛИСТОСТРОМ

В горно-складчатых регионах мира широко развиты хаотические гравигенные экзогенно-тектонические образования. Они возникают при разрушении склонов с последующим накоплением материалов субаэральных или морских условиях. Экзогенные микститы могут присутствовать везде, где есть контрастный рельеф, а в отдельных случаях даже без него [1, 3 и др.].

Олистострома - региональное хаотическое скопление чужеродных несортированных обломков и отдельных массивов во вмещающей массе гравитационно-осадочного происхождения. Такие комплексы состоят из матрикса и крупных обломков, которые называются массивами или олистолитами. Общая толщина достигает сотен метров и первых километров. Протяженность - от сотен метров до десятков и сотен километров и ширина - от сотен метров до первых десятков километров. Главными признаками олистостром считаются бесструктурность основной вмещающей массы пород, наличие в ней «плавающих» неокатанных обломков и крупных массивов, из пород разного состава и генезиса. Из-за отсутствия эндогенной составляющей, в них обычно нет четко ориентированных дислокаций и гидротермальных минералов.

Олистолиты, размерами от первых метров до километров, состоят из более прочных, по сравнению с вмещающей массой пород. Формы олистолитов очень разные - угловатые, изометричные, остроугольные, округлые, пластинообразные. Олистоплаки - более крупные смещенные массивы. Они состоят из осадочных пород плитообразной или линзовидной формы, мощностью в десятки и сотни метров и протяженностью от нескольких, до десятков километров. Матрикс олистостром обычно сложен перемешанными частицами алевритовых и псефитовых размерностей. Состав матрикса разнообразен и определяется составом

оползающих пород. Важнейшие его свойства – бесструктурность, хаотичность, отсутствие сортировки и стратификации, брекчиевая текстура обломков и др., что

отличает его от нормально осадочных пород. Оползневые тела – один из элементов олистостром. В процессе формирования оползни могут потерять структуру материнских пород или сохранить ее. В состав микстита входят также коллювиально-делювиальные, селевые образования и другие. По образному выражению М.Г.Леонова, «…в терминологии хаотических комплексов царит не меньший хаос, чем в их внутреннем строении» [3, стр. 38].

Классификация олистостром разработана недостаточно, что отмечается в большинстве публикаций с противоречивыми критериями выделения их типов и классов: по составу, размерам, положению, соотношению олистолитов и матрикса [1, 3 и др.]. Типизация олистостром по внутреннему строению, литологическому составу или другим признакам - несовершенна, поскольку одинаковый набор обломков пород может быть в генетически разных видах микститов и наоборот.

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

Типизация олистостром с позиций тектоники литосферных плит проводилась и ранее. Наиболее корректная из них составлена на примерах Алтае-Саянской области Г.Г.Семеновым и В.Г. Михайленко в монографии [1]. Они выделяли обдукционный, аккреционный, горсто-надвиговый и коллизионный типы олистостром. Однако понятие обдукция и субдукции – по сути один процесс. Аккреция часто понимается, как процесс наростания не только аккреционной призмы, но также микроконтинентов и террейнов. Горсто-надвиговые структуры тоже дискуссионные, поскольку горсты по определению - структуры растяжения, ограниченные сбросами и в ассоциации с надвигами проблематичны.

Многолетнее изучение микститов Крыма, Черного моря, Урала, Донбасса и других регионов, позволило нам разработать новую полную генетическую классификацию олистостром, основанную на геодинамической теории **(рис. 1**). В ее основу положен цикл эволюции земной коры Вильсона: рифтинг – спрединг – субдукция - коллизия, создающие контрастный рельеф на разных этапах. На конвергентной стации разделены фронтальные и тыловые олистостромы. Отдельно выделены нейтральные (экзотические) олистостромы, связанные с деятельностью ледников и гравигенные комплексы на склонах вулканических построек, которые не укладываются в рельефообразование по циклу Вильсона. То есть, в классификации, основанной на геодинамических предпосылках формирования рельефа, включены все известные в мире типы олистостром. Рассмотрим их по порядку с примерами, спецификой строения и выделения каждого типа.

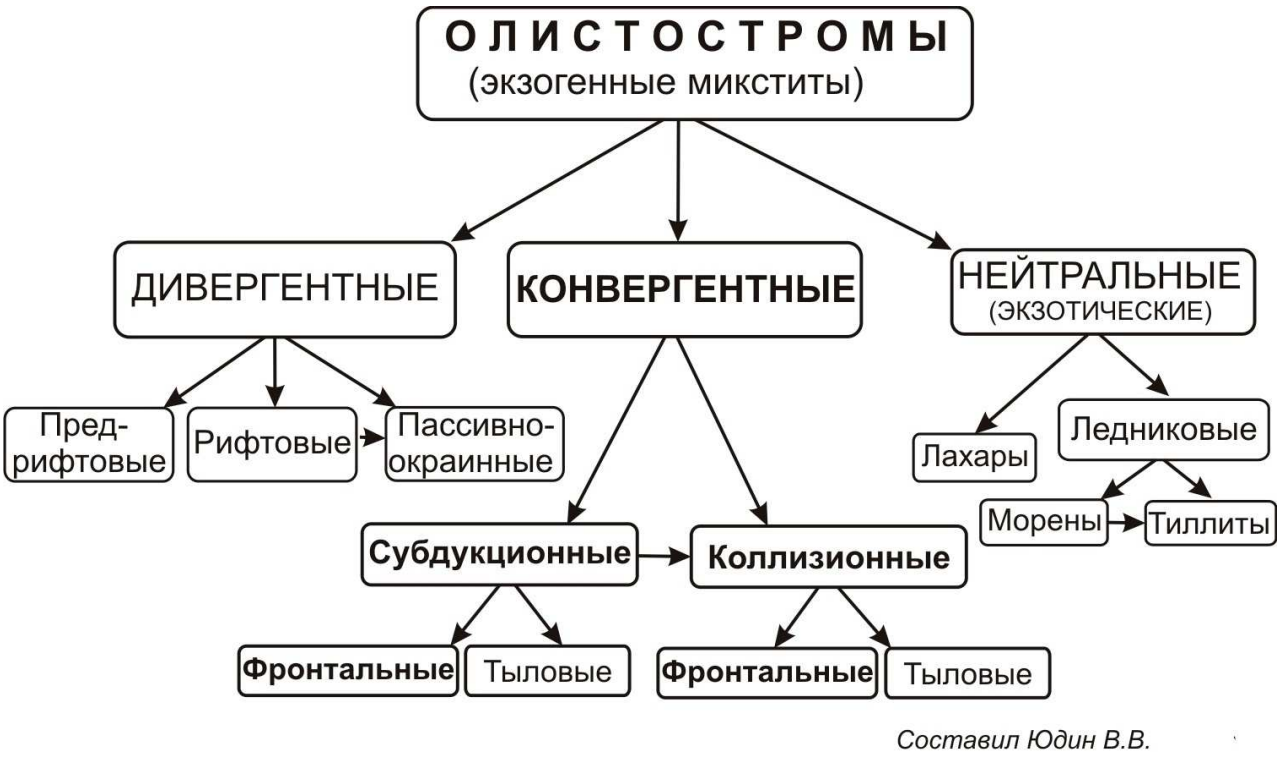

Рис. 1 – Классификация олистостром

<u>Дивергентные олистостромы</u> (связанные с расхождением литосферных плит) в полном объеме еще мало изучены. Генетическая суть их заключается в гравигенных процессах на склонах, образованных перед началом и при самом

рифтогенезе, а также на пассивных окраинах континентов континентов. Современные процессы дивергенции создают весьма контрастный рельеф с перепадами высот от сотен метров, до 2-6 км, на склонах которого, происходит образование олистостром. Согласно принципу актуализма, можно полагать, что в древних складчато-надвиговых поясах, при рассмотрении рифтогенных литодинамических комплексов, можно выявить древние аналоги дивергентных олистостром и картировать их как автономные геологические тела.

Предрифтовые олистостромы ранее не описывались. Они образуются на склонах крупных сводовых поднятий, предшествующих рифтогенезу. Тип и форма рифтогенного поднятия принципиального значения не имеет, поскольку класс микстита определяется по комплексному анализу формаций и эволюции конкретного региона.

Например, в Крыму нами выделена предрифтовая Горнокрымская олистострома раннемелового возраста [5-11]. Она формировалась в задуговом тектоническом режиме и ныне распространена на обширной территории Главной гряды и ее предгорий, площадью 30х150 км. Матрикс микстита сложен хаотически перемешанными и местами нормально-осадочными породами нижнего мела. Более 100 крупных олистолитов размерами от десятков-сотен метров до километров, а также пластин-олистоплаков, до первых десятков километров состоят из мраморовидных известняков верхней юры, с локально подстилающими их конгломератами. Они слагают возвышенности и яйлы Главной гряды гор и расположены незакономерно, разрозненными пятнами. Тектонические контакты в основании олистолитов наблюдаются в абсолютном большинстве обнаженных участков. Особенно хорошо это видно в карьерах (Мраморный, Гасфортский, Агармышский и др.). В них, и в естественных обнажениях под массивами известняков верхней юры, по фауне выявлены более молодые раннемеловые глины. Это подтверждено бурением скважин в Юго-Западном Крыму, в районе с. Мраморное, у с. Краснопещерское. В других районах массивы верхнеюрских известняков и конгломератов залегают на более древних дислоцированных толщах от позднего триаса до средней юры. Однако в ряде участков между ними также

обнаружены линзы более молодых глин нижнего мела [6]. То есть, олистолиты Горнокрымской олистостромы залегают через гравигенно-тектонические контакты на и внутри толщ нижнего мела, а при ее пережатии или отсутствии, – на флише таврической серии, на среднеюрской молассе и на меланжах. Сходные смещенные массивы известняков известны по простиранию на Кавказе и вале Шатского. Аналогичные олистолиты распространены в Анатолии, причем, там они сползали с севера на юг. Детальнее строение и геодинамика микстита рассмотрены в монографии [8].

Рифтовые олистостромы образуются в начале собственно дивергентного этапа. По системе сбросов создаются линейные грабены с достаточно контрастным рельефом, способствующим формированию гравигенных микститов. Современные аналоги такого режима известны в Восточноафриканских и в Байкальском рифтах, в Красном море и других районах. [2, 4]. В случае прекращения дивергенции, рифты заполняются осадочным материалом и образуются авлакогены. В нижних частях их древних разрезов можно выявить микститы рассматриваемого типа, как например, в девоне - раннем карбоне Донбасса. В рифтовых олистостромах, кроме грубого терригенного, нередко присутствует вулканогенный материал и эвапориты. Вследствие глубокого погружения, в горно-складчатых областях древние рифтогенные формации мало обнажены и плохо изучены. Их присутствие иногда выявляется при интерпретации материалов высококачественной сейсморазведки.

Пассивноокраинные олистостромы образуются только в подводных условиях, после перехода рифтогенного режима к спрединговому и появления океанической коры. Роль эндогенного тектонического фактора при создании микститов мала или отсутствует. Кластический материал подводных олистостром образуется и переотлагается за счет действия обвально-оползневых процессов на относительно крутых континентальных склонах пассивных окраин огромной протяженности. Современными примерами тому - гравигенные микститы на континентальных склонах востока Северной и Южной Америки, Западной и Юго-Восточной Африки, где перепады высот подводного рельефа достигают 5-6 км.

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

Современные олистостромы пассивноокраинного типа описаны во многих статьях и монографиях по морской геологии [2 и др.]. Согласно принципа актуализма, аналогичные микститы формировались и в далекой геологической истории. Они выявляются и в древних пассивноокраинных формационных комплексах хорошо изученных горно-складчатых областей. Отличие таких олистостром от рифтовых - незначительное. Оно заключается в их положении, в соответствующих литодинамических комплексах, отсутствии в пассивноокраинных вулканогенного материала, а также в тектоническом режиме, определяемом при геодинамическом анализе изучаемого региона.

В Горном Крыму, например, элементы пассивноокраинных олистостром присутствуют во флишевом комплексе таврической серии, которая формировалась в позднем триасе - ранней юре при рифтогенно-спрединговом раскрытии фрагмента палеоокеана Тетис. Как сам турбидитный механизм формирования флиша, так и олистолиты в нем, по своей сути - оползневые. Отметим, что на таврический флиш в Крыму и на Кавказе наложены чрезвычайно интенсивные эндогенные складчато-надвиговые деформации среднеюрско-раннемелового, а затем неоген-четвертичного этапов конвергенции, которые во многом затушевывают первичные признаки олистостром.

Конвергентные олистостромы развиты наиболее широко, хорошо изучены и известны почти во всех складчато-надвиговых областях [1, 3 и мн. др.]. Нами они подразделены на субдукционные и коллизионные (рис. 1). Основным отличием между ними является преобладание в субдукционном типе морских, а в

коллизионном – наземных олистостром. Разделению их также способствует правильная геодинамическая модель и четкое представление об эволюции региона. Оба типа микститов проявляются во фронтальной и тыловой частях зон конвергенции. Поэтому, по отношению к основной зоне субдукции или коллизионной сутуре, они достаточно просто различаются на фронтальные и тыловые подтипы.

Субдукционные олистостромы, называемые также аккреционными [1], связаны с интенсивным процессом рельефообразования. Они формируются преимущественно на подводных склонах островных дуг и активных окраин андийского типа, с самым контрастным рельефом из всех известных на Земле, а также в глубоководных желобах. Большинство древних субдукционных олистостром подвергнуты эндогенной тектонической переработке. В них присутствует наложенная тектонизация исходного материала, сейсмогенная природа обрушений, происходит ремобилизация олистолитов и матрикса эндогенными разрывами и обычна ассоциация с меланжами. Особенностью субдукционных олистостром является их неоднократное и последовательное переотложение в бассейне, по мере поддвигания океанической коры и роста аккреционной призмы. Горный рельеф, сформированный при конвергенции, имеет два склона – фронтальный и тыловой. Первый всегда более крутой и контрастный, тыловой более пологий. Это предопределяет развитие фронтальных и тыловых олистостром, отличающихся не только по положению и размерам, но также по строению матрикса и олистолитов.

Фронтальные субдукционные олистостромы широко развиты в складчато-надвиговых поясах и образуются перед фронтом надвигающихся аллохтонов, отражая активное перемещение пластин и чешуй. Наиболее подробные представления о генезисе фронтальных олистостром в отечественной литературе приведены в работах [1, 3 и др.]. Вблизи уступа надвигающейся пластины, фронтальные олистостромы обычно состоят из грубых обломков. Тонкий материал турбидитных потоков флиша формируется на удалении, в основании континентального склона. Состав обломков в олистостроме очень разнообразный из-

за смешения в аккреционной призме пород океанической и субконтинентальной коры. Обычно, присутствуют фрагменты офиолитов, могут быть карбонатные и терригенные породы, сползшие с гемишельфа островной дуги или активной окраины. Пестрый состав может привести к впечатлению меланжевой природы микстита. Главным отличительным признаком гравигенного происхождения служит слабая степень эпигенетических преобразований матрикса и линзообразные формы тел среди осадочных толщ флиша. Древние фронтальные олистостромы протягиваются на сотни и тысячи километров вдоль складчато-надвигового пояса, имеют субаквальный генезис и обычно состоят из пород аллохтона.

Тыловые олистостромы менее известны. Многими исследователями их существование оспаривается. Для их формирования необходим достаточно крутой склон, который в тылу тектонических покровов обычно положе, чем во фронтальной зоне. Формирование тылового оползневого комплекса упрощается при наличии ретронадвигов обратного падения и присутствия в стратиграфическом разрезе пластичных прослоев глин или солей.

Кроме классической субдукции, в геодинамике известно поглощение субокеанической коры в задуговых бассейнах. Этот процесс называется псевдосубдукцией или квазисубдукцией. При таком геодинамическом режиме перепады рельефа в 1-3 км вполне достаточные для формирования мощного гравигенного комплекса. Отличие олистостром, созданных при квазисубдукции, заключается в почти полном отсутствии в матриксе и олистолитах пород офиолитовой ассоциации.

В Крыму и Черном море примерами фронтальных субдукционных олистостром являются наземные Массандровская и Опукская, а также подводные Южнокрымская и Южнокерченская олистостромы [5-8 и др.].

Массандровская олистострома названа нами созвучно с ранее выделенной одноименной свитой. Матрикс сложен лимонитизированным известняковыми брекчиями красного и бурого цвета, местами с цементом и прослоями бурых суглинков. Брекчии хаотические, иногда грубослоистые, по-разному уплотненные. Обломочный материал представлен небольшими не окатанными остроугольными

обломками известняков, реже глин. В плане они распространены в виде оползневых и обвальных шлейфов, а в разрезе имеют линзовидное строение, толщиной до сотен метров. Местами, в составе матрикса, участвует ниже лежащий флиш таврической серии и меланжи по нему, слагающие многочисленные оползни южного берега Крыма. Наиболее широко оползни распространены в полосах развития дезинтегрированных пород Подгорного и Южнобережного меланжей. По палеонтологическим определениям, матрикс имеет плиоцен-четвертичный возраст, что определяет время формирования гравигенного микстита.

Олистолиты сложены плотными верхнеюрскими известняками, реже подстилающими их конгломератами и песчаниками верхней - средней юры. Их хаотические скопления распространены в полосе Горного Крыма крайне неравномерно. Размеры составляют от метров и сотен метров, достигая первых километров. Мелкие олистолиты изометричные, а крупные - чаще со сложными, извилистыми очертаниями. Нижние контакты несут отчетливые следы оползания и давления на нижележащие комплексы, выражающиеся в рассланцевании, развальцевании и дезинтеграции с зеркалами скольжения и брекчированием, но без термальных минералов. Внутренняя структура представлена различно ориентированными сколами торошения, частично залеченными кальцитом. Оползневые массивы сопровождаются шлейфами из более мелких обломков. Часто мощность их в несколько раз превышает толщину матрикса, что приводит к противоречивости геологического картирования комплекса, как осадочного подразделения (массандровской свиты, которая не имеет четкого стратиграфического разреза).

Южнокрымская подводная олистострома неоген-четвертичного возраста выделена на батиальном склоне Черного моря [9]. Она прослеживается более чем на 200 км широкой 20–30-километровой полосой, в которой обособлены крупные, до нескольких километров, олистолиты. Толщина комплекса местами превышает 3 км. В нем развиты структуры гравигенного растяжения и оползания: сбросы южного падения, грабены, раздвиги и отдельные олистолиты. Они обусловили контрастный рельеф дна и выход на его поверхность древних осадочных и

вулканогенных пород мезозоя. На сейсмических профилях выделяются три крупных катастрофических этапа формирования микстита.

Опукская олистострома с тектонотипом у г. Опук, выделена на юге Керченского полуострова. Генетически и по возрасту, она аналогична Массандровской, но сложена исключительно кайнозойскими породами. Олистолиты состоят из миоценовых известняков, сползающих к югу по ниже залегающим глинам.

Южнокерченская олистострома неоген-четвертичного возраста выделена к югу от Опукской и имеет несколько иное строение, чем ее возрастной аналог - Южнокрымская [9]. По материалам сейсморазведки, она прослежена более чем на 100 км в широкой (40–50 км) полосе, вдоль батиального склона, от меридиана г. Феодосии до Керченского пролива Тамани и Кавказа. Толщина комплекса составляет 0.5–1 км, местами до 2 км. Из-за слабой уплотненности сползающих кайнозойских толщ, олистолиты, размерами до 1–2 км, здесь менее крупные, чем в Южнокрымской олистостроме. Однако и они создают относительно контрастный рельеф на пологой батиали. Олистолиты и матрикс несогласно перекрывают эндогенные принадвиговые складки южной вергентности. В отличие от Южнокрымской олистостромы, Южнокерченская в субабиссали Черного моря не вклинивается в горизонтально залегающие отложения, а сочленяется с ними постепенным пилообразным контактом с чередованием оползневых и осадочных отложений, что связано с многоактным формированием микстита.

Примером тыловых олистолитов в Крыму могут служить отдельные массивы из верхнеюрских известняков, смещенные по северному склону гор и небольшая Северокерченская олистострома [8]. В других регионах, например, Южном Тянь-Шане, тыловые олистостромы более крупные [1]. Они представлены разнообломочными мономиктовыми и полимиктовыми брекчиями с хаотически беспорядочной внутренней структурой, толщиной в сотни метров.

Коллизионные олистостромы имеют широкое развитие в разных регионах и известны от раннего палеозоя до настоящего времени [1, 3 и др.]. Они связаны со столкновением континентальных плит на заключительных этапах цикла Вильсона.

Как следствие, тип микститов в них преимущественно субаэральный. Коллизионные олистостромы, в основном, образуются в краевых и тыловых прогибах. Они присутствуют в верхней пестроцветной континентальной молассе и в нижней сероцветной морской молассе. Литология микститов может быть разной и зависит от состава пород воздымающегося горного сооружения. Известны примеры мономиктовых карбонатных и полимиктовых олистостром. Матрикс содержит существенно больше материала континентальной коры. То же касается состава олистолитов и олистоплаков. В ремобилизованных участках присутствует наложенная эндогенная тектонизация в виде складок и надвигов.

Также как субдукционные, коллизионные олистостромы подразделяются на фронтальные и тыловые. Их дифференциация легко проводится по расположению в автохтоне коллизионной сутуры краевого прогиба и по положению тылового прогиба в автохтонах ретронадвигов обратного падения. Во фронтальном типе проявляются тектонические подвижки покровов в сторону прогиба. Здесь происходит обрушением их лобовых частей и гравитационное перемещение в краевой прогиб. Амплитуды смещения олистолитов достаточно большие. Например, в Пиренеях они достигают 50 км. Тыловые олистостромы обычно менее крупные.

Нейтральные (экзотические) олистостромы выделены отдельно в связи с отсутствием их непосредственной связи с рельефом, сформированным эндогенными геодинамическими режимами. К ним относятся лахары и ледниковые олистостромы.

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

сложены породами только вулканогенного происхождения, которые переотложены в субаэральных или морских условиях. Важным признаком лахаров является их локальная приуроченность к конкретной вулканической постройке. Как и для других олистостром, характерно отсутствие явной гидротермальной проработки матрикса, что свидетельствует об экзогенном происхождении. Исключением могут быть локальные поля наложенной проработки гейзерами.

Ледниковые микститы (морены и тиллиты) формируются при движениях и таянии покровных и горных ледников. Кайнозойские морены детально описаны в многочисленных монографиях и учебниках, вследствие чего не требуют отдельного рассмотрения. Хаотический характер их строения локально перемежается с элементами нормально-осадочного строения. Древние морены (тиллиты) также характеризуются всеми признаками, свойственными микститам. Они образуют псевдостратифицированные тела большой протяженности, толщиной от нескольких десятков метров до 300, иногда до 900 м. Основные признаки тиллитов следующие: 1- присутствие следов интенсивной абразивной обработки крупных обломков; 2- наличие эрратических валунов, принесенных из очень далеких коренных источников; 3- наличие штрихов ложа, гляциодислокаций, ложбин выпахивания, бараньих лбов и других следов воздействия движущегося льда; 4- широкое площадное распространение, отсутствие связи со склонами и др. Некоторые из перечисленных признаков присутствуют и в типичных олистостромах, но масштабы и четкость их проявления в тиллитах гораздо большие.

Олистостромы смешанного происхождения возникают при взаимодействии гравитационных процессов разного типа и эндогенных тектонических процессов. В этом случае формируются микститы, в которых при сложных соотношениях находятся олистостромовые тела и вмещающие их нормально-слоистые породы с наложенными на них складчато-разрывными дислокациями. Такие комплексы широко распространены в складчатых областях и часто вызывают трудности при диагностике. Например, в Горном Крыму выявлено нарушение неоген-четвертичными надвигами олистолитов и олистоплаков

раннемеловой Горнокрымской олистостромы. Кроме того, южная часть этих оползневых массивов с неогена активно разваливается в составе Массандровской и Южнокрымской олистостром. В каждом конкретном случае строение таких объектов следует отличать и выделять в соответствующем геологическом комплексе.

Выводы. Олистостромы играют важную роль в строении верхней части земной коры. Предложенная геодинамическая классификация олистостром включает все известные в мире типы современных и древних гравигенных микститов, что позволяет разделять и картировать их в сложно построенных районах

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое картирование хаотических комплексов. Серия методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании / В.М. Ненахов, В.Ю. Лыточкин, А.С. Перфильев и др. Москва, Роскомнедра, 1992.- 230 с.

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

3. Леонов М. Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. / Труды ГИН АН СССР, 1981, вып. 344. - 175 с.

4. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. М. Изд-во МГУ, 1995. - 480 с.

5. Юдин В.В. Микститы Горного Крыма // Доклады АН. М., 1998, т. 363, № 5. - С. 666-669.

6. Юдин В.В. О положении верхнеюрских массивов Горного Крыма // Доповіді НАНУ, 1999, № 2. - С. 139-144.

7. Юдин В.В. Геологическое строение Крыма на основе актуалистической геодинамики. Симферополь, Совмин АРК, Крымская АН, 2001. - 46 с.

8. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Монография. Симферополь, ДИАЙПИ, 2011. 336 с.

9. Юдин В.В., Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К. Южнокрымская олистострома // Доклады РАН, 2000, № 3, т. 371. - С. 358-361.