

6. *Cheung C., Devantier L.* Socotra. A Natural History of the Islands and their People // Odyssey books & Guilds. 2006.
7. *Амирханов Х.А., Жуков В.А., Наумкин В.В., Седов А.В.* Открытие памятников эпохи олдована на острове Сокотра // Природа. 2009. № 5. С. 68–74.
8. *Bott W.R., Richardson S.M., Harbury N.A. et al.* Remote Socotra and Ancillary Islands: Recent field investigations of Paleozoic and Mesozoic outcrops and their relationship to speculative petroleum systems // Geo '94-Papers from the Middle East Petroleum Geoscience Conference. Bahrain. 1995. V. 1. P. 216–233.
9. *Коротяев В.Н., Никифоров Л.Г.* Геоморфология берегов и осадки подводного склона // Острова западной части Индийского океана. М.: Наука, 1982. С. 67–94.
10. *Лукашов А.А.* Природа Сокотры и Абд эль-Кури // Сокотрийцы. М.: Гл. ред. вост. лит., 2008. С. 5–21.
11. *Ollier C., Pain C.* The origin of Mountains. Routledge. Cambridge. U.K. 2000. P. 345.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
18.03.2011

THE MORPHOSTRUCTURAL EVOLUTION OF THE GULF OF ADEN SOUTHERN MARGIN

A.A. LUKASHOV

Summary

The southern margin of the eastern Gulf of Aden crops out in the Socotra Islands and Somalia, with the continuation of continental crust eastwards from the Horn of Africa. The Socotra Islands are situated on the “Socotra Platform” – a block of granite basement of which the northeastern part – the Haggier mountains – dominates the Socotra Island.

The morphostructural evolution of Aden rift southern flank during last millions of years includes: 1. The progressive gravity-tectonic subsidence of hinged blocks of “Socotrian Platforms” northern border. 2. Activation of NE- and NW-oriented faults of high amplitudes; that activation has provoked the archipelago land and shelf fracturing into separate blocks. 3. Detachment of the archipelago from the Horn of Africa as a result of development of NW oriented graben Guardafuy.

УДК 551.432(–924.72)

© 2013 г. А.А. СВИТОЧ, Р.Р. МАКШАЕВ

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА МАНЫЧСКОЙ ДЕПРЕССИИ¹

Новейшая палеогеографическая история Манычской депрессии – динамичная и разноплановая. В плейстоцене по ней неоднократно происходил переток вод каспийских трансгрессий в понтические моря, а само существование проливов и их режим во многом были обусловлены новейшей тектоникой Маныча. Специальные работы по неотектонике Маныча отсутствуют, существуют лишь фрагментарные описания [1–5]. В наиболее полном из них – монографии Г.И. Попова [4] – имеется краткое упоминание о локальных структурах Зунда-Толга и Сальского поднятия, и на основании гипсометрического положения гипотетических сурожских отложений в долине Зап. Маныча (кроме автора никем здесь не выделяемых) сделан сомнительный вывод о слабом поднятии Манычского прогиба в конце позднего плейстоцена–голоцена.

В гипсометрическом отношении (рис. 1) ложбина Маныча представляет обширную низменную равнину, вытянутую от устья Дона до Северного Прикаспия более

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 08-05-00113 и № 10-05-00251).

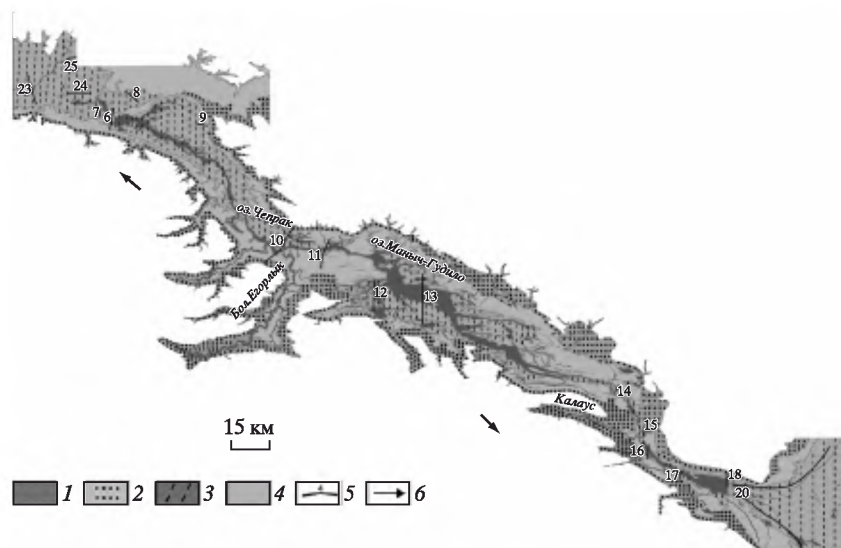


Рис. 1. Геоморфологическая схема Маньчской депрессии

1 – современная гидросеть Маньча, 2 – днище депрессии, 3 – борта депрессии, 4 – гряды, 5 – опорные геологические профили и их номера [4], 6 – направление течения

чем на 400 км. Ее днище занято современными террасированными долинами Зап. и Вост. Маньча, выполнено мощной толщей плейстоценовых морских и пресноводных осадков и обрамлено системой узких, широтно-протяженных гряд эрозионного происхождения [5].

Склоны впадины асимметричные: более крутые на севере – к Ергеням, относительно пологие на юге – к Ставропольской возвышенности, сложенные разнообразными неогеновыми породами и перекрытые делювиальным чехлом субаэральных образований.

Депрессия приурочена к обширному субширотному Маньчскому прогибу, наложенному на систему узких приразломных грабенов кристаллического фундамента Скифской плиты, ограниченному с юга Ставропольским поднятием, а на севере – Сальско-Маньчской грядой (рис. 2). Активное формирование прогиба отмечается с поздней перми–триаса, а его структура отчетливо выражается по мезозойскому и палеогеновому структурным этажам. В новейшее время в прогибе продолжалось образование системы приразломных структур, отдельные участки которых испытывают дифференцированные движения и в современную эпоху (рис. 2). По материалам повторного нивелирования в современное время большая часть Маньчской депрессии характеризуется малыми скоростями (0.0–1.0 мм/год) тектонических движений [1].

Общая (региональная) неотектоника Маньча. Общий неотектонический план Маньчской депрессии определяется рядом факторов: 1 – приуроченностью к крупному, активно развивающемуся в мезо-кайнозойскому геологическому прогибу, 2 – низменным характером ее современного рельефа, 3 – устойчиво унаследованным палеогеографическим состоянием в плейстоцене – эпохе периодического существования каспийско-черноморских проливов, располагавшихся в самых опущенных участках прогиба. Все эти обстоятельства однозначно свидетельствуют об общем неотектоническом опускании Маньчской депрессии, оцениваемом в 100 м [3].

Представляется интересным определить направленность и амплитуду новейших движений Маньча по крупным временным этапам и в целом за плейстоцен. Одним из аналитических приемов такого расчета является сравнительный анализ современного и первичного положения хорошо стратифицируемых реперных горизонтов морских

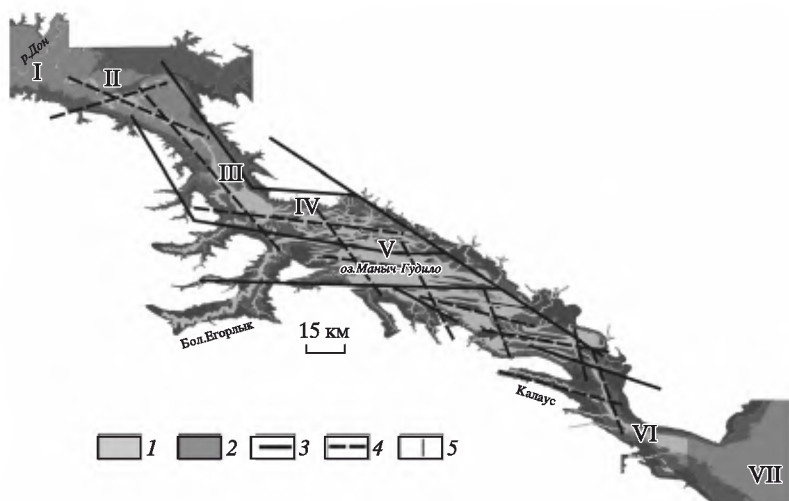


Рис. 2. Схема неотектоники Маньчской депрессии

1 – гидрографическая сеть; 2 – дноще депрессии; разломы: 3 – установленные (по геологическим данным), 4 – предполагаемые (по геоморфологическим данным); 5 – локальные тектонические структуры и их номера: I – Тузлинская впадина, II – порог Маньч-Балабинка, III – Западно-Маньчская впадина, IV – Сальское поднятие, V – Маньч-Гудиловская впадина, VI – поднятие Зунда-Толга, VII – Восточно-Маньчская впадина

плейстоценовых отложений (табл. 1). При этом при определении современного положения реперных горизонтов – бакинских, ниже- и верхнехазарских, буртасских и хвалынских отложений – по материалам геологического бурения [4] исключаются деформации локальных тектонических подвижек.

Первичное положение ложа проливов устанавливается по данным гипсометрии уровней Каспийского и Черного морей, существовавших к началу перетока вод каспийских трансгрессий. Из разных представлений по этому вопросу нами выбраны относительно конкретные расчеты [7]. Путем вычета из гипсометрии первичного ложа глубины вреза днища, выработанного за время существования того или иного пролива, определяется положение изначального недеформированного ложа. При этом глубина вреза рассчитывается из разности между высотным положением горизонтов морских отложений рассматриваемого пролива и гипсометрии перекрывающих морских осадков последующего пролива. Сравнение уровней современного и изначального ложа проливов и даст гипсометрическую величину их деформации за все последующее время (табл. 1).

Опускание днища депрессии со времени разработки ложа бакинского пролива (~500 тыс. л. н.) происходило со скоростью 0.09–0.11 мм/год (рис. 3), а его общая амплитуда составила около 40–50 м.

В эпохи существования хазарских проливов амплитуда и скорости опусканий составляли соответственно для раннехазарского времени: –8 – –26 м и 0.03–0.16 мм/год, для позднехазарского 9–18 м и 0.09–0.18 мм/год. Практически не установлено заметного погружения Маньчи в хвалынскую эпоху. Это, возможно, объясняется не столько снижением его активности, сколько небольшим отрезком времени существования пролива – на порядок меньшим других эпох. Отмечаемый резкий врез ложа хвалынского пролива в устье западного выхода обусловлен резким падением уровня Азовского моря в новозвксинскую эпоху.

Активное опускание Маньчской депрессии установлено в середине позднего плейстоцена, в эпоху существования буртасского озера (скорость 0.24 мм/год, амплитуда 12 м). Эти данные получены для центральной части прогиба – Маньч-Гудиловс-

Таблица 1

Оценка общих (региональных) неотектонических деформаций реперных горизонтов Мангыча в его западной, центральной и восточной частях

Проливы (временной интервал)	Положение уровней водоемов на входе и выходе из проливов, абс. отм. м	Гипсометрическое положение подошвы реперных горизонтов, абс. отм. м						Амплитуда деформации подошвы реперных горизонтов ($X_2 - X_1$), м			Время осуществления деформаций, тыс. л	Скорость деформаций, мм/год		
		начальное (X_1)			современное (X_2)									
		запад.	центр.	вост.	запад.	центр.	вост.	запад.	центр.	вост.		запад.	центр.	вост.
Бакинский (позднечаудинский)	~30 ~5	0	10	16	-44	-44	-30	-44	-54	-46	~500	0.09	0.11	0.09
Раннехазарский (древнеэвксинский)	~40 ~5	-32	-18	-12	-40	-42	-38	-8	-24	-26	~250	0.03	0.10	0.10
Позднехазарский (карангатский)	~10 ~5	-8	-6	-5	-25	-24	-14	-17	-18	-9	~100	0.18	0.18	0.09
Буртасское озеро	~50	-	+12	-	-	0	-	-	-12	-	~50	-	0.24	-
Раннехвалынский	~50 ~5	-2	15	25	-20	15	25	18	0	0	~12	0	0	0

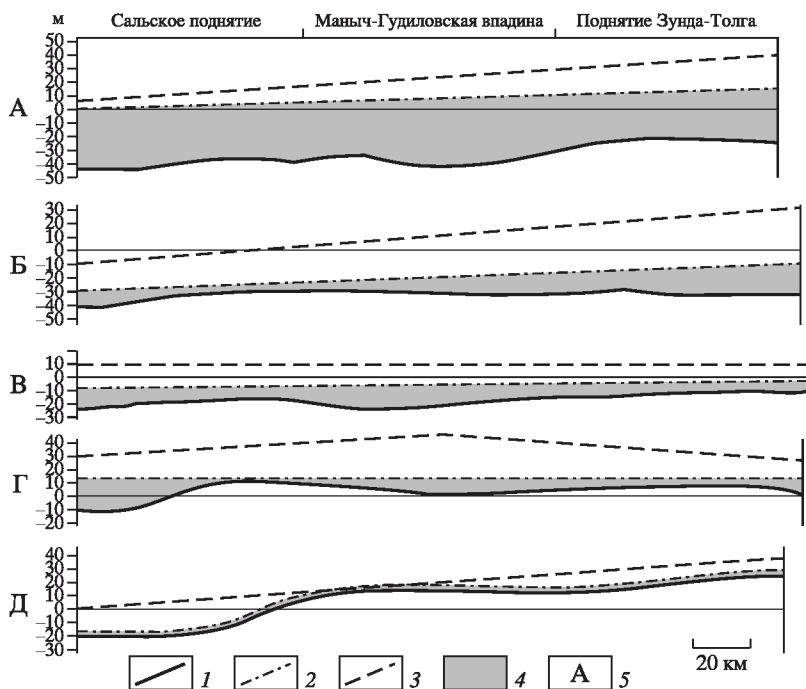


Рис. 3. Общая (региональная) неотектоника Манычской депрессии

Положение ложа реперных горизонтов: 1 – схематизированное современное, 2 – реконструированное начальное; 3 – гипсометрическое положение поверхности низменности к началу перелива вод каспийских трансгрессий; 4 – амплитуда неотектонических опусканий за все время существования реперного горизонта; 5 – палеогеографические (неотектонические) эпохи: А – бакинская, Б – раннехазарская, В – позднехазарская, Г – буртасская, Д – раннехвалынская

кой впадины – и скорее отражают динамику этой крупной локальной структуры, а не всей депрессии.

Динамика тектонического опускания Маныча по палеогеографическим эпохам была разной (рис. 3). В раннем плейстоцене – относительно равномерной на всем протяжении дна бакинского пролива. В ранне- и позднехазарскую эпохи – дифференцированной, более высокоамплитудной на восточном и западном выходах, что, по-видимому, было обусловлено неотектоникой смежных участков Прикаспийской и Азово-Кубанской впадин.

Локальная неотектоника Маныча. Поперечными блоковыми поднятиями – Мечеткинским, Сальским валом и структурой Зунда-Толга – Манычский прогиб разделяется на крупные впадины: западные – Тузлинский и Западно-Манычский прогибы, центральную Маныч-Гудиловскую и восточную Кумо-Манычскую [6].

Структурная дифференциация прогиба отчетливо отражается в конфигурации гидросети в виде кулисообразно располагающихся широтно ориентированных широких участков речных долин, сопряженных посредством крутых, коротких изломов, вероятно, отражающих системы нарушений древней сети разломов (рис. 1–2).

Сложное структурное устройство Манычского прогиба хорошо выражается в современном рельефе депрессии. Здесь впадинам соответствуют обширные низменные участки, занятые озерно-речными системами, а поднятиям – сужения речных долин Зап. и Вост. Маныча. Эти особенности рельефа несомненно указывают на проявление новейшей тектонической активности локальных структур прогиба. Ее оценку можно сделать по: 1 – деформациям подошвы и кровли реперных горизонтов в пределах

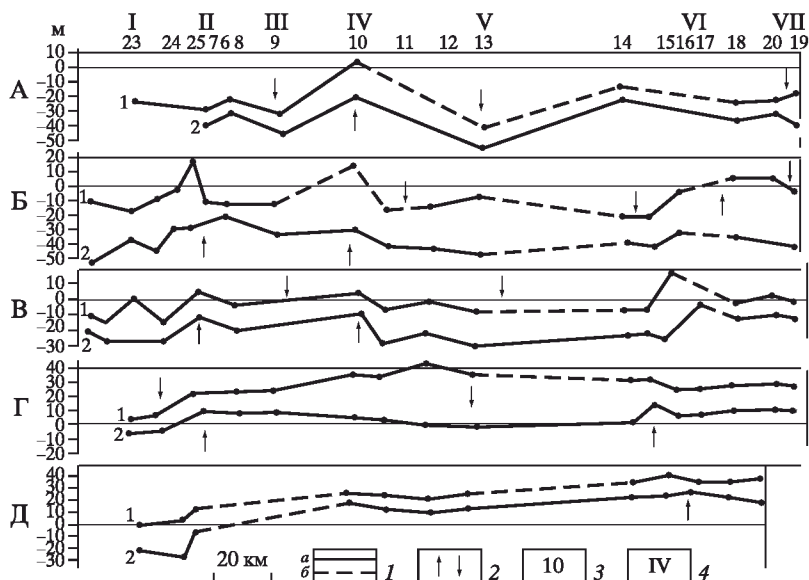


Рис. 4. Гипсометрия кровли (1) и ложа (2) реперных горизонтов плейстоценовых проливов Маныча (А – бакинско-позднечадинского, Б – раннехазарско-древнеэвксинского, В – позднечазарско-карангатского, Г – буртасского озера, Д – раннехвалынского)

1 – положение реперных горизонтов (а – установленное, б – предполагаемое), 2 – направление деформаций, 3 – опорные геологические профили и их номера [4], 4 – локальные структуры: I – Манычская, II – Маныч-Балабинское поднятие, III – Западно-Манычская впадина, IV – Сальский вал, V – Маныч-Гудилдовская впадина, VI – поднятие Зунда-Толга, VII – Восточно-Манычская впадина

конкретных структур относительно смежных участков депрессии с учетом величины гипсометрического положения реперных слоев в предыдущие и последующие этапы развития (рис. 4, табл. 2); 2 – наличие эрозионных врезов, столь характерных для палеорельефа Манычской депрессии. Их глубина устанавливается по увеличению мощности осадков по сравнению со смежными участками впадин. Отметим, что последнее обстоятельство является существенно осложняющим фактором при оценке новейшей активности локальных структур прогиба. Например, в раннехазарское время на Сальском поднятии установлено резкое увеличение мощности морских осадков (рис. 4), обычно свидетельствующее о нисходящем тектоническом режиме. В данном случае это связано с образованием в пределах активно поднимающегося Сальского вала глубокого вреза с последующим его заполнением толщей морских осадков.

Кратко рассмотрим новейшую тектоническую активность локальных структур Маныча. *Тузлинская впадина* – самая западная часть прогиба, занимающая низменный участок депрессии с абс. отг. 20–25 м. Здесь установлено резкое снижение почти всех реперных горизонтов (рис. 4), свидетельствующее не только о тектонических опусканиях, сколько о глубоком эрозионном врезе ложа проливов во время низкого положения уровня Азово-Черноморского водоема. Положительная структура Маныч-Балабинка находится на северной периферии Мечеткинского поперечного поднятия, выявленного сейсмогеологическими исследованиями [6]. Ее новейшая тектоническая активность определяется рядом геоморфологических и геологических признаков: резким сужением долины Зап. Маныча и ее коленообразным изломом, наличием поперечного вала, деформациями ложа и кровли ряда реперных горизонтов морских отложений, следами глубоких размывов в подошве хвалынских отложений опорного разреза Маныч-Балабинка [8].

Западно-Манычская впадина в рельефе местности выражена в виде обширной депрессии. Признаки опускания тектонического происхождения ложа впадины (сни-

Таблица 2
Гипсометрическое положение кровли (к) и подошвы (п) реперных горизонтов (м абс.) и их мощность (м) в пределах локальных структур Маныча

Реперные горизонты	Структуры						Поднятие Зунда-Толга	Восточно-Маньчжурская впадина
	Тузлинская впадина	Маньч.-Балабинское (Мечеткинское) поднятие	Маньчжурская впадина	Сальское поднятие	Маньч.-Гудилловская впадина			
Нижнехвалынский	к. -10 п. -15 м. 5	к. +16 п. 0 м. 16	к. +18 п. +10 м. 8	к. +20 п. +10 м. 10	к. +15+30 п. +5+20 м. 10	к. +30 п. +8+20 м. 10-22	к. +18 п. +5+10 м. 8-13	
	к. 0 п. -15 м. 15	к. +5 п. -10 м. 15	к. +30 п. -5 м. 35	к. +30 п. -5 м. 35	к. +25+40 п. -5-10 м. 35-50	к. +20+32 п. -10+10 м. 10-42	к. +15+25 п. -5 м. 20-30	
Верхнехазарский	к. -10 п. -20 м. 10	к. +5 п. -10 м. 15	к. +2 п. -10 м. 12	к. +2 п. -10 м. 12	к. -2-10 п. -15-30 м. 13-20	к. +15+17 п. -25-0 м. 15-42	к. -5-0 п. -10-12 м. 5-12	
Нижнехазарский	к. -20 п. -60 м. 40	к. +20 п. -30 м. 50	к. +20 п. -20 м. 40	к. +20 п. -20 м. 40	к. -5-15 п. -45-50 м. 35-40	к. -10 п. >-30 м. >20	к. -10+5 п. -20-43 м. 10-48	
Бакинский	к. -25 п. -50 м. 25	к. -20 п. -28 м. 8	к. 30 п. -15 м. 45	к. 30 п. -15 м. 45	к. -40 п. -60 м. >20	к. -35 п. -45 м. 10		

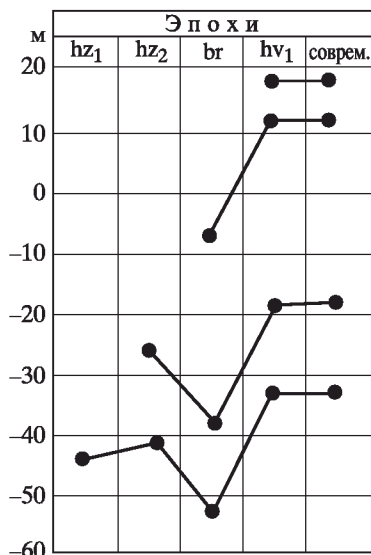


Рис. 5. Гипсометрическое положение подошвы реперных горизонтов поднятия Зунда-Толга в раннехазарскую (hz₁), позднехазарскую (hz₂), бургасскую (br), раннехвалынскую (hv₁) и современную эпохи

жение подошвы, увеличение мощности осадков) установлены для ее восточной части в карангатскую (позднехазарскую) эпоху (рис. 4). Впадина, вероятно, имеет сложное строение. В современном рельефе (рис. 1) это выражается в наличии нескольких коленообразных изломов и сужений долины Зап. Маныча. Одно из них находится ниже устья р. Чепрак (рис. 1).

Сальское поднятие орографически приходится на участок резкого излома и сужения долины Зап. Маныча в районе устья р. Б. Егорлык (рис. 1). По-видимому, наиболее активные деформации структуры (поднятия кровли до +3–5 м и подошвы до –15 м (рис. 4)) происходили в бакинское время. Установленное увеличение мощности бакинских и хазарских отложений в пределах структуры до 20 м, как уже отмечалось выше, связано с глубоким взрезом. Следы менее активных поднятий отмечаются для эпохи позднехазарской трансгрессии (рис. 4, табл. 2). В бургасское и хвалынское время заметных поднятий Сальского вала не установлено, и он не мог служить западным порогом хвалынского пролива, как это предложено [9]. Основанием для такого суждения послужили поперечные грядовые формы рельефа, широко развитые в Маныч-Гудилдовской впадине и принятые [9] за аккумулятивные валы хвалынского пролива. На самом деле это эрозийные дохвалынские (бургасские) образования, что было установлено еще 150 л. н. Н.В. Данилевским [10] и документально показано работами [4, 5, 11, 12].

Маныч-Гудилдовская впадина – самая крупная структура Манычского прогиба, занимающая обширную центральную низменную часть депрессии (рис. 1–2). Свидетельства ее новейших опусканий обнаружены по всем разрезам новейших отложений (рис. 4, табл. 2). Наиболее активные из них определены для раннехазарской эпохи (понижение ложа до 10 м, накопление 60 м толщи осадков). По этим критериям заметные следы погружения установлены также для бакинской, позднехазарской и бургасской эпох.

Поднятие Зунда-Толга является восточным порогом Маныча, во многом определявшим уровень каспийских трансгрессий и сброса их вод в понтические водоемы. В рельефе местности поднятие маркируется резким сужением ложа депрессии и выходами на дневную поверхность сарматских известняков.

Высокая новейшая тектоническая активность структуры Зунда-Толга отмечалась многими исследователями. По Г.И. Попову [4], суммарная амплитуда ее плейстоценового поднятия составляет 60–70 м, в послераннехазарское время – 30–40 м, в послекарангатское (позднехазарское) – 25–25 м, в послебургасское – 8–18 м и в послехвалынское – 5–10 м. Существенно иные оценки новейшей активности Зунда-Толга [6]

получены путем сравнительного анализа деформаций подошвы реперных стратиграфических горизонтов – раннехазарского (x¹), позднехазарского (x²), бургасского (x³) и раннехвалынского (x⁴) (табл. 3). Они установлены по материалам бурения [4] на структуре Зунда-Толга (скв. 13291) и соседних участках Маныч-Гудилдовской впадины (скв. 7) и Прикаспийской низменности (скв. 13202). По современному гипсометрическому положению реперных горизонтов определены (табл. 3) их деформации (x_h), наблюдаемые в настоящее время, и по формуле $x_p = x_h^1 - x_h^2$ рассчитаны деформации (x_p) опорных горизонтов конкретных эпох. Полученные данные (рис. 5) свидетельствуют, что в целом для Зунда-Толга второй половины плейстоцена была характерна отно-

Таблица 3

Неотектоническая деформированность реперных горизонтов поднятия Зунда-Толга относительно смежных участков Маньч-Гудиловской депрессии и Прикаспийской низменности

Реперные горизонты	Маньч-Гудиловская депрессия				Зунда-Толга		Северный Прикаспий			
	знак и скорость тектонических движений, мм/год	расчетные деформации (x_p) , м	наблюдаемые деформации (x_n) , м	гипсометрия реперных горизонтов (м абс.)		наблюдаемые деформации (x_n) , м	расчетные деформации (x_p) , м	знак и скорость тектонических движений, мм/год		
				скв. 7	скв. 13291				скв. 13202	
Раннехвалынский (h_{v1} , x^1)	0	0	0	17	17	5	+12	+12	+0.8	
Бургасский (br , x^2)	+0.36	+20	+20	-8	12	-5	+12	+5	+0.1	
Позднехазарский (hz_2 , x^3)	-0.24	-12	+8	-26	-18	-16	-2	-19	-0.3	
Раннехазарский (hz_1 , x^4)	+0.01	+2	+<10	-40	>-30	-45	+15	+17	+0.12	

сительно невысокая суммарная деформация порядка 5–10 м. Крайне интересно, что отмечались как поднятия, так и опускания структуры (рис. 5). Максимальный подъем определен для буртасского времени (до 20 м), что, по-видимому, явилось одной из причин образования восточного порога буртасского озера. Наибольшие опускания установлены для позднехазарской эпохи (19 м). Они, как и предшествующие глубокие врезы, привели к накоплению на участке Зунда-Толга мощной толщи (до 30 м и более) морских верхнехазарских отложений.

Максимальные скорости положительных и отрицательных движений были близкими – соответственно 0.36 и 0.20 мм/год. В настоящее время, по данным повторного нивелирования [1], район Зунда-Толга располагается в зоне нулевых деформаций.

Восточно-(Кумо)-Манычская впадина находится в прибортовой низменной равнине Западного Прикаспия (рис. 1). Ее новейшая активность тесно связана и определяется нисходящим режимом Прикаспийской синеклизы, что находит отражение в нарастании мощности плейстоценовых морских отложений и снижении их ложа (рис. 4). Судя по этим величинам (табл. 2), опускание структуры в плейстоцене составило около 10–15 м.

Заключение

Существующие геолого-геоморфологические материалы по депрессии Маныча свидетельствуют, что в плейстоцене она испытывала общие устойчивые опускания амплитудой в несколько десятков метров. Наибольшими они были в центральных частях депрессии, суммарно достигая 40–50 м, а максимально динамичными (0.24 мм/год) – в середине позднего плейстоцена (буртасское время). В ранне- и позднехазарскую эпохи максимальные погружения установлены на восточной и западной периферии Маныча. В хвалынское время и в голоцене амплитуда общего опускания, по-видимому, была незначительной.

Оценивая новейшую активность локальных структур Манычского прогиба, можно заключить следующее:

1. На всех структурах отмечаются свидетельства их неотектонической активности.
2. Величина деформаций в целом и по временным эпохам была относительно невысокой, редко превышая десяток метров.
3. Наиболее активными локальными структурами прогиба были Маныч-Гудиловская впадина и поднятие Зунда-Толга, представлявшее основной порог для каспийских трансгрессий. Периодически локальными порогами в плейстоценовой истории проливов Маныча являлись неотектонические поднятия Сальского вала и Маныч-Балабинка. Развитие краевых – Тузлинской и Восточно-(Кумо)-Манычской впадин тесно связано с новейшей тектоникой смежных районов Приазовья и Северного Прикаспия.
4. Если рассматривать активность локальных структур Маныча поэтапно, то относительно наибольшая активность отмечалась во время ранне- и позднехазарских трансгрессий, а минимальная – в хвалынскую эпоху, хотя возможно, это обусловлено ее относительной непродолжительностью – на порядок меньшей других эпох.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов Т.П., Энман С.В. Морфоструктурный план и тектонические движения Ставропольской возвышенности на четвертичном и современном этапах развития // Геоморфология. 1999. № 4. С. 56–69.
2. Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. XLVI. 666 с.
3. Панина Л.В. Новейшие структуры региона Скифской плиты // Вестн. МГУ. Сер. 6. Геология. 2009. № 1. С. 23–31.
4. Попов Г.И. Плейстоцен черноморско-каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 213 с.

5. Свиточ А.А., Янина Т.А., Новикова Н.Г., Хоменко А.А. Плейстоцен Маныча (вопросы строения и развития). М.: Россельхозакадемия, 2010. 133 с.
6. Судариков Ю.А. Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинских платформ юга СССР. М.: Недра, 1964. Т. II. 475 с.
7. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья. М.: Россельхозакадемия, 1989. 289 с.
8. Свиточ А.А., Менабде И.В., Янина Т.А. Палеогидрология Маныча в позднем плейстоцене // Водные ресурсы. 1991. № 1. С. 77–91.
9. Леонтьев Н.В., Чепалыга А.А. Сальский порог хвалынского бассейна Каспия // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Россельхозакадемия, 2010. С. 45–46.
10. Данилевский Н.Я. Извлечение из письма о поездке на Маныч // Зап. РГО. 1869. Т. 2. С. 139–180.
11. Бозачев В.В. Степи бассейна Маныча // Геология. 1903. Т. 22. Вып. 2. С. 73–162.
12. Горещкий Г.И. О палеогеографии Приазовья и Западного Приманьчья в узунларо-гирканский и буртасский века // Вопр. географии. 1953. № 33. С. 190–221.
13. Лисицын К.И. Геологический путеводитель по Манычу // Путеводитель экскурсии 2-й межд. ассоц. по изуч. четвер. периода Европы. М–Л.: Гос. науч.-техн. изд-во, 1932. С. 204–225.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
22.03.2011

NEOTECTONICS OF THE MANYCH TROUGH

A.A. SVITICH, R.R. MAKSHAEV

Summary

In the Pleistocene Manych Trough experienced sustained subsidence of 40–50 m amplitude at a speed of 0.1 mm/year, the most active in its central part. Among the local structures of the trough Manych Gudulovskaya depression and Zunda-Tolga rise were the most dynamic. The highest neotectonic activity took place at the end of Early, middle of the Middle and middle of the Late Pleistocene. Holocene and recent neotectonic movements were less active, possibly due to the short duration of these periods.

УДК 551.432.4

© 2013 г. Г.Ф. УФИМЦЕВ

НАГОРНЫЕ СВОДОВЫЕ И ГЛЫБОВЫЕ ОРОГЕНЫ КОНТИНЕНТОВ¹

Введение

В новейшей структуре обычны крупные сводовые или глыбовые поднятия. В географическом смысле это нагорья без межгорных впадин или вообще внутригорных понижений; в смысле тектоническом они отвечают структурным зонам и чаще всего территориально совмещены с таковыми [1, 2]. Размеры их обычно составляют многие десятки тысяч или первую сотню тысяч км². Довольно часто нагорные орогены приурочены к поднятиям цокольной поверхности гор. Например, это нагорья-своды Хангая, Хэнтей-Даурское и Олекминского Становика, которые являются самыми высокими частями общего сводового поднятия основания Монголо-Сибирского горного пояса, и по ним следует материковый водораздел либо располагаются крупные орографические узлы [1, 3]. А вот у глыбовых поднятий дело обстоит сложнее, и водораз-

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00075).