

- Gorai M. Distinction of Paleo-, Meso- and Neo-tectogenetic provinces in Japan and the neighbouring areas and the bearing on the development of island arcs in the western Pacific.— Publ. Upper Mantle Symp., New Delhi, 1965.
- Hagiwara J. Analyses of gravity values in Japan.— Thesis, Univ. of Tokyo, 1967.
- Kaminuma K., Aki K. Crustal structure in Japan from the phase velocity of Rayleigh Waves, part. 2. Rayleigh Waves the Aleutian shock of March 9, 1957.— Bull. Earthq. Res. Just., 41, 1963.

Институт географии АН СССР

Поступила в редакцию
27.I.1971

MORPHOSTRUCTURE OF THE HOKKAIDO-SAKHALIN FOLDED UPLIFT

S. M. ALEKSANDROV

Summary

The principal features of the morphostructure of Sakhalin and Hokkaido are characterized in connection with their deep formation on the basis of many-year field investigation of the Sakhalin Island and an analysis of literary data on the Japanese islands. Presented is an original scheme of a geomorphological regionalization of the islands and the adjoining aquatories, whose structure is of great interest because of their situation in the transitional zone between the Asiatic continent and the Pacific; the zone being one of the most important elements of the Earth's relief.

УДК 551.24(262.5)

Н. С. БЛАГОВОЛИН, С. В. ПОБЕДОНОСЦЕВ

СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ БЕРЕГОВ ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ

В последние годы все большее внимание уделяется изучению характера временной и пространственной изменчивости современных движений земной коры, короткопериодических колебаний их интенсивности, а порой и знака. С этой целью анализируются результаты повторного нивелирования; на геодинамических полигонах специально проводится многократное прецизионное нивелирование с временными интервалами в несколько месяцев. Однако основным и наиболее объективным источником информации остаются уровнемерные наблюдения, фиксирующие вертикальные движения берегов морей и озер с максимальной точностью и охватывающие длительный период. Рассмотрение этих данных по обширному Азово-Черноморскому региону, предпринятое в настоящей статье, позволяет охарактеризовать пространственные особенности вертикальных движений берегов, их изменения на протяжении почти столетнего периода и выявить некоторые закономерности этих движений.

Систематические наблюдения за колебаниями уровня Черного и Азовского морей ведутся с 1870—1900 гг. в пунктах Варна, Сулина,

Одесса, Очаков, Керчь, Геническ, Таганрог, Поти, Батуми. В других пунктах, в основном на побережье СССР, наблюдения начались в 1916—1923 гг.

Для оценки репрезентативности показаний уровнемерных пунктов А. В. Живаго провел детальное обследование их технического состояния («Современные вертикальные движения...», 1958). Это обследование повторялось в 1967 г. А. В. Живаго и Н. С. Благоволитин изучали также физико-географические и инженерно-геологические условия заложения уровнемерных пунктов, а также влияние этих условий на доступ моря к измерительным устройствам.

В результате работ было установлено, что большинство пунктов имеют надежные регистрирующие устройства и необходимое количество реперов, обеспечивающих непрерывность наблюдений за колебанием уровня моря.

Определение вертикальных движений морских берегов основывается на гипотезе о неизменности многолетнего положения уровенной поверхности исследуемого моря. Это позволяет рассматривать скорости, вычисленные океанографическим методом, как «абсолютные» и использовать их в качестве исходных при геодезических работах по определению вертикальных движений суши. Между тем при вычислении скоростей и знака вертикальных движений берегов нередко оценивают скорость современного эвстатического повышения уровня Мирового океана и окружающих морей, в том числе Черного и Азовского, в 1—1,4 мм/год, основываясь на расчетах Гутенберга (Gutenberg, 1941), Мармера (Marmer, 1948) и Валентина (Valentin, 1952). Явно недостаточная обоснованность этих расчетов уже отмечалась многими исследователями. Н. И. Николаев (1962 и др.) прямо указывает, что вводить поправки при вычислении абсолютных скоростей вертикальных движений суши по данным показаний мареографов на величину, указанную в обобщениях Гутенберга, Мармера и Валентина, преждевременно. Ю. В. Филиппов («Современные вертикальные движения...» 1958) сообщает, что при включении в расчеты показаний пунктов, расположенных в районах последниковых поднятий, величина скорости эвстатического поднятия уровня Мирового океана снижается примерно наполовину по сравнению с данными Гутенберга.

По этим соображениям все расчеты скоростей при составлении карт современных движений земной коры Европейской части СССР (1958, 1963, 1971) производились на основе признания неизменности положения уровенной поверхности моря (и Мирового океана) за расчетный период. В последние годы удалось получить некоторые новые данные, подтверждающие правильность этой гипотезы. Одним из авторов данной статьи (Победоносцев, 1971) были вычислены вековые эвстатические изменения уровня Балтийского моря, при этом использовались наблюдения за колебаниями уровня в пункте Кронштадт с 1835 по 1969 г. Скорость эвстатического поднятия уровня за последние 80 лет определена в +0,2 мм/год. Поскольку Балтийское и Черное моря — окраинные части Мирового океана, с некоторой долей условности можно принять названную величину (+0,2 мм/год) и для Черного (с Азовским) моря.

Применялся и второй способ выявления эвстатических изменений уровня: путем сравнения скоростей вертикальных движений в исследуемом пункте, определенных со стороны суши геодезическим методом отно-

Таблица 1

Скорости вертикальных движений берега; вычисленные разными методами в пункте Одесса (мм/год)

Период	Метод		Расхождение
	океанографический	геодезический ¹	
1882—1916	-5,4 ± 0,2	-5,0	+0,4
1916—1950	-6,5 ± 0,2	-6,0	+0,5
1882—1950	-6,0 ± 0,1	-5,5	+0,5

¹ Вертикальные движения вычислены А. П. Бачмановым (Бачманов, 1958, 1963).

сительно опорного пункта, а со стороны моря — океанографическим методом относительно уровенной поверхности моря. Расхождения в скоростях вертикальных движений исследуемого пункта, определенных этими методами, должны характеризовать или эвстатические изменения уровня моря, или вертикальные движения опорного пункта

На Черном море были проведены такие расчеты для пункта Одесса. Для определения скорости вертикальных движений этого пункта был выбран в качестве опорного пункт Карпово на ж. д. Одесса — Раздельная — Жмеринка, в 51,7 км к северу от Одессы, где, по геодезическим данным, абсолютная скорость современных вертикальных движений составляет $+0,4$ мм/год («Современные вертикальные движения...», 1958; Карта скоростей..., 1971). Эти пункты связывались нивелированием в 1882, 1916, 1930, 1940 и 1950 гг. Результаты нивелировок и уровнемерных наблюдений сведены в табл. 1.

Из таблицы следует, что скорость вертикальных движений в пункте Одесса, определенная геодезическим методом относительно пункта Карпово, отличается от скорости, определенной относительно уровенной поверхности моря, на постоянную величину, равную скорости вертикальных движений опорного пункта.

Таким образом, эвстатические изменения уровня Черного моря за рассматриваемые 68 лет (1882—1950) близки к нулю и при расчетах ими практически можно пренебречь. Полученный вывод, разумеется, нуждается в проверке другими методами.

Исходя из признания неизменности многолетнего положения уровенной поверхности исследуемого моря, кажущиеся изменения средних годовых уровней относительно этой поверхности рассматривались как результат вертикальных движений берега в месте расположения уровнемерного пункта.

Определение современных вертикальных движений берегов по уровнемерным данным произведены новым океанографическим методом (Победоносцев, 1971, 1972). Основные положения этого метода следующие.

Рассчитывается среднее значение уровенной поверхности моря для каждого года. В качестве исходных используются средние годовые данные уровнемерных пунктов, *равномерно расположенных по побережью*.

Разность между средним годовым уровнем, измеренным в пункте, и вычисленным среднегодовым значением уровенной поверхности моря представляет годовую величину вертикальных смещений берега в месте расположения пункта. По непрерывному ряду годовых величин в каждом из 45 пунктов побережья Черного и Азовского морей была вычислена средняя скорость вертикальных движений. Эти данные сведены в табл. 2.

Таким образом, почти все включенные в обработку пункты побережий Черного и Азовского морей обнаруживают *современное абсолютное опускание*. Поскольку они характеризуют самые разнообразные в морфоструктурном отношении типы берегов, можно сделать вывод об *общем опускании побережья на современном этапе под влиянием расширяющейся Черноморской впадины*, наложенной на различные морфоструктуры континентального обрамления Черного моря (рис. 1). Это влияние так велико, что затушевывает дифференцированные, зачастую разнонаправленные движения морфоструктурных зон и отдельных морфоструктур, а также меридиональные «волны» современных движений земной коры, отчетливо выраженные на некотором удалении от Черноморской впадины, например на Русской равнине (Мещеряков, 1965). Особенно современные вертикальные движений побережья отнюдь не противостоят общей тенденции развития морфоструктур Причерноморья и свидетельствуют о ее сохранении. Наиболее надежные морфологические признаки вертикальных движений береговой зоны, такие как относительная высота подводных береговых валов (Зенкович, 1962) и строение толщи прибрежно-морских отложений в вертикальном и горизонтальном разрезах на ряде участков побережья (Невеский, 1967), свидетельству-

ют об опускании береговой зоны на протяжении всего голоцена. Аналогичные результаты для прилегающей к побережью полосы суши дает анализ продольных профилей рек юга Русской равнины (Соколовский, Волков, 1965).

Судя по геодезическим данным, отраженным на «Карте современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы» (1971), опус-

Таблица 2

Скорости современных вертикальных движений берегов в пунктах Черного и Азовского морей

№ п/п	Пункт	Период наблюдений над уровнем моря	Скорость и точность ее определения (мм/год)	
Черное море				
1	Бургас	1928—1968	-1,30	±0,22
2	Варна	1896—1968	-5,35	±0,19
3	Констанца	1935—1966	-0,41	±0,39
4	Сулина	1896—1966	-1,60	±0,13
5	Приморское	1951—1968	-1,80	±0,78
6	Белгород-Днестровский	1945—1963	-1,49	±0,51
7	Одесса	1875—1964	-5,20	±0,28
8	Очюков	1874—1970	-0,91	±0,27
9	Николаев	1916—1970	-0,50	±0,18
10	Станислав	1925—1970	-0,85	±0,25
11	Касперовка	1916—1970	-2,10	±0,14
12	Херсон	1916—1969	+1,50	±0,54
13	Прогнойск	1951—1970	-3,70	±0,80
14	Скадовск	1923—1968	-0,82	±0,16
15	Хорлы	1923—1970	-0,93	±0,10
16	Черноморское	1927—1970	-1,04	±0,41
17	Евпатория	1917—1970	-0,74	±0,14
18	Севастополь	1875—1970	-0,95	±0,15
19	Балаклава	1951—1963	-0,60	±0,72
20	Ялта	1928—1970	-1,10	±0,24
21	Алушта	1928—1957	-1,40	±0,32
22	Судак	1931—1958	-0,64	±0,27
23	Феодосия	1923—1970	-0,31	±0,18
24	Тамань	1930—1964	-0,43	±0,19
25	Анапа	1923—1970	-0,51	±0,13
26	Новороссийск	1923—1970	-0,83	±0,22
27	Туапсе	1923—1970	-0,71	±0,14
28	Сочи	1930—1964	-0,60	±0,29
29	Сухуми	1926—1970	-0,82	±0,24
30	Поти	1874—1970	-6,50	±0,11
31	Батуми	1882—1970	-0,81	±0,18
Азовское море				
32	Керчь	1882—1970	-0,45	±0,15
33	Опасное	1945—1970	-0,12	±0,30
34	Еникале	1927—1940	-0,05	±0,36
35	Мысовое	1926—1970	+0,42	±0,25
36	Геническ	1882—1970	-0,39	±0,18
37	Чонгарский мост	1935—1970	-0,20	±0,72
38	Бердянск	1923—1970	-0,49	±0,23
39	Жданов	1923—1970	-1,10	±0,21
40	Таганрог	1882—1970	-0,60	±0,21
41	Азов	1916—1960	-0,96	±0,28
42	Ейск	1916—1970	-0,68	±0,19
43	Ясенская переправа	1928—1970	-1,60	±0,28
44	Приморско-Ахтарск	1916—1970	-1,90	±0,26
45	Темрюк	1910—1968	-1,62	±0,24

кания в пределах как орогенических (Западный Кавказ, Горный Крым), так и платформенных (юг Русской равнины) морфоструктур захватывают лишь узкую прибрежную полосу, иногда не более десятка километров. Исключение составляют обширные низменности межгорных и пред-

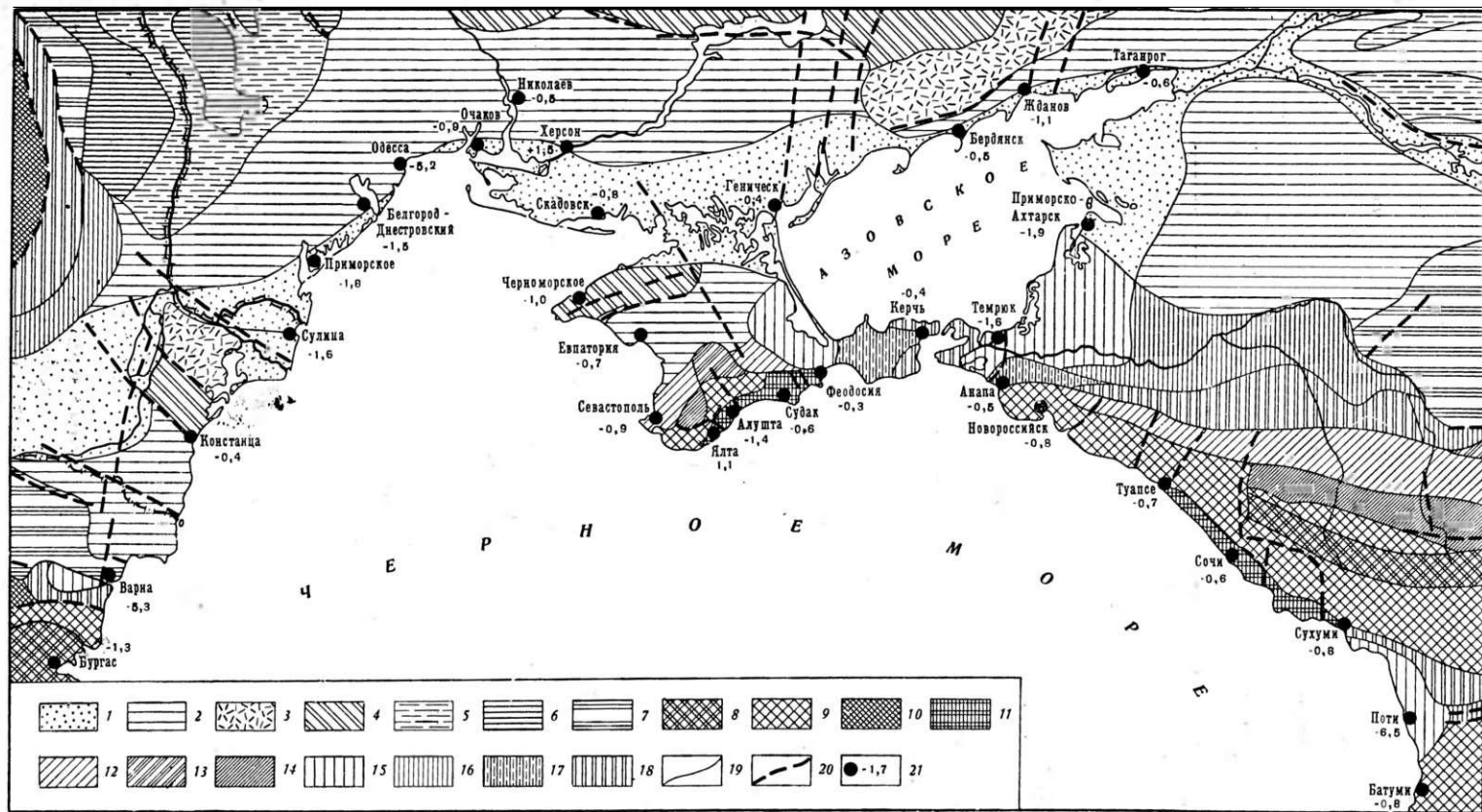


Рис. 1. Основные элементы морфоструктуры и скорости современных вертикальных движений берегов Черного и Азовского морей.

Морфоструктуры равнинно-платформенных областей. I. Равнины и возвышенности южной окраины Русской платформы, Скифской и Мизийской плит: 1 — аккумулятивные низменности районов новейших и голоценовых опусканий; 2 — пластовые и пластово-аккумулятивные равнины, испытавшие недавнее инверсионное поднятие. Высокие равнины и мелкогогорья платформенных поднятий; 3 — цокольные, с выходом на поверхность кристаллического или складчатого фундамента; 4 — пластовые и пластово-денудационные, на осадочных породах; 5 — высокие древнеаккумулятивные равнины; 6 — ярусные пластовые возвышенности; 7 — пластовые и пластово-моноклиналиные плато. **Морфоструктуры альпийских горных сооружений, предгорных и межгорных прогибов.** I. Альпийские эпигеосинклинальные складчато-глыбовые горные сооружения (Карпаты, Балканы, Горный Крым, Большой и Малый Кавказ): 8 — горы осевых частей сводово-блоковых поднятий с выходом кристаллического ядра; 9 — складчато-глыбовые горы; 10 — складчатые горы; 11 — структурно-денудационные низкогогорья и холмогорья. II. Субплатформенные морфоструктуры в пределах альпийских мегантиклинорий: 12 — моноклиналиные горы (куэсты и межуэстовые депрессии); 13 — денудационно-структурные плато; 14 — внутригорные структурно-денудационные депрессии. III. Морфоструктуры предгорных и межгорных прогибов: 15 — аккумулятивные низменности районов новейших и голоценовых опусканий. Морфоструктуры районов плиоцен-четвертичной инверсии прогибов: 16 — аккумулятивные равнины; 17 — пластовые равнины и плато; 18 — холмогорья и низкие горы. Дополнительные обозначения: 19 — границы морфоструктур; 20 — разломы, выраженные в рельефе; 21 — уровнемерные пункты и скорости вертикальных движений берегов (мм/год)

горных прогибов (Рионская, Кубанская, Нижне-Дунайская). По сравнению с голоценом, по-видимому, возросла контрастность движений и увеличились градиенты в зоне перехода от поднятий к опусканиям, особенно на южном склоне Большого Кавказа и на некоторых участках южной периферии Русской равнины.

На фоне общего опускания побережья выделяются участки, характеризующиеся различными скоростями опускания и «индивидуальным» характером их изменчивости во времени. На этих региональных и некоторых более общих закономерностях мы и остановимся ниже.

Северо-западное побережье Черного моря характеризуется весьма значительными скоростями современного опускания и их некоторой дифференцированностью.

Наиболее интенсивно опускаются район дельты Дуная и прилегающего к ней побережья (Сулина—1,60 мм/год, Приморское —1,80, Белгород-Днестровский —1,49) и район древней дельты Днепра (Касперовка—2,10, Прогнойск—3,70). Направленность современных движений унаследована от голоценового этапа, в течение которого эти участки испытывали опускание амплитудой до 5 м (Соколовский, Волков, 1965). Следует особо остановиться на районе Одессы. Показания одесского футштока фиксируют однонаправленное опускание со скоростью более 5 мм/год. Однако, как выяснилось в результате детальных геодезических работ А. П. Бачманова (1963 и др.) и наблюдений А. В. Живаго и Н. С. Благоволина, обследовавших одесский футшток, его показания могут характеризовать движения лишь одного оползневого блока, непосредственно примыкающего к футштоку. Очевидно, мы имеем здесь дело с проявлением «экзотектоники», поскольку в остальной части Одессы и в пределах прибрежного «понтического плато» скорость опускания составляет лишь 2—3 мм/год, а по направлению к востоку уменьшается до 0,8—0,9 мм/год (Очаков, Станислав). Слабыми опусканиями характеризуется и побережье Каркинитского залива (Скадовск —0,82, Хорлы —0,93 мм/год).

Все побережье Крымского полуострова испытывает современное опускание со скоростью ~ 1 мм/год. На этом фоне обнаруживаются слабые относительные движения отдельных морфоструктурных блоков. Наиболее интенсивно опускаются пункты, расположенные в зонах крупных поперечных разломов, пересекающих Горный Крым и нередко трассированных в море цепочками эпицентров землетрясений. В качестве примеров таких пунктов можно назвать Алушту (в зоне крупнейшего в Крыму Салгирско-Октябрьского поперечного разлома) —1,4 мм/год, Ялту —1,1, Севастополь —0,95, Черноморск —1,04 мм/год. Пункты, находящиеся в пределах «межразломных» блоков, характеризуются почти вдвое меньшими скоростями опускания (Феодосия —0,31, Судак —0,64, Балаклава —0,60 мм/год).

Характер вертикальных движений побережья Керченского полуострова хорошо отражает его дифференцированный морфоструктурный план: наряду с погружением синклинальных равнин (Керчь —0,45 мм/год) обнаруживается слабое поднятие брахиантиклинальных структур (Мысовое +0,42 мм/год).

Кавказское побережье Черного моря по характеру современных вертикальных движений отчетливо делится на две части. Большая часть, примыкающая к южному склону Большого Кавказа (Анапа —Сухуми) характеризуется слабодифференцированными опусканиями, скорости которых близки в разных пунктах (Анапа —0,51, Туапсе —0,71, Сочи —0,60). Побережье находится в зоне контакта горного сооружения Большого Кавказа, испытывающего интенсивное современное поднятие, и Черноморской впадины — области современного опускания. Судя по показаниям футштоков, весь этот участок находится под влиянием расширяющейся впадины; в распределении скоростей вертикальных движений

совершенно не проявляется поперечно-блоковая структура Большого Кавказа, прекрасно выраженная в морфологии и гипсометрии морских плейстоценовых террас.

На участке Сухуми — Батуми, охватывающем побережье Рионской низменности и обрамляющие его по периферии низкогорья скорости опускания быстро возрастают по направлению к оси прогиба: от

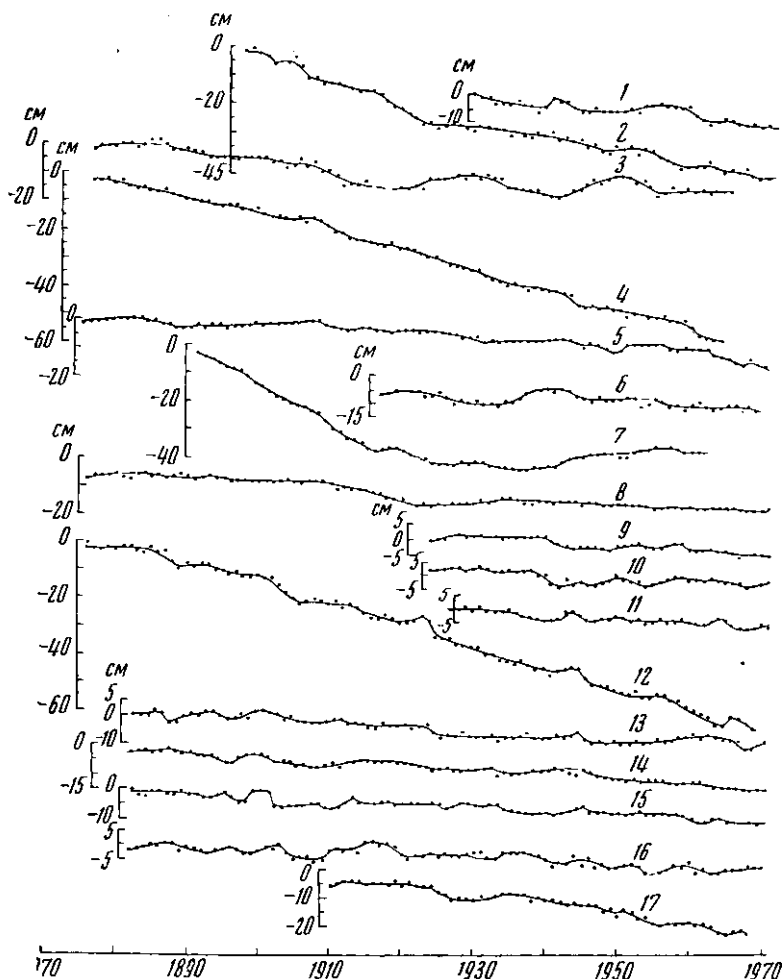


Рис. 2. Графики вертикальных движений отдельных пунктов берегов Черного и Азовского морей с 1870 по 1970 г.

1 — Бургас; 2 — Варна; 3 — Сулина; 4 — Одесса; 5 — Очаков; 6 — Николаев; 7 — Херсон; 8 — Севастополь; 9 — Новороссийск; 10 — Туапсе; 11 — Сухуми; 12 — Потн; 13 — Батуми; 14 — Керчь; 15 — Геническ; 16 — Таганрог; 17 — Темрюк

—0,82 мм/год в Сухуми и Батуми до —6,50 мм/год в Потн. На фоне общего современного опускания берегов Азовского моря обнаруживается четкая дифференциация вертикальных движений, хорошо согласующаяся с морфоструктурными особенностями территории. Северный берег Азовского моря, приуроченный к южному склону Приазовского массива, где неглубоко погружен кристаллический фундамент, испытывает лишь слабые опускания (Геническ—0,39 мм/год, Бердянск —0,49, Таганрог —0,60 мм/год). Скорость опускания резко возрастает в зоне Кальмиус-Джигинского поперечного разлома (Жданов —1,10 мм/год). Восточный берег в целом испытывает значительно более быстрое опускание, чем се-

Скорости вертикальных движений, определенные за одинаковые периоды (мм/год)

Пункт	Период, год				Относительные движения	
	1875—1910	1910—1970	1875—1920	1920—1970	1875—1910	1875—1920
					1910—1970	1920—1970
Черное море						
Варна	—10,1	—4,2	—9,9	—3,7	5,9	6,2
Сулина	—2,7	0,0	—3,6	—0,6	2,7	3,0
Одесса	—4,5	—6,0	—5,0	—6,2	—1,5	—1,2
Очаков	0,2	—1,3	—0,3	—1,4	—1,5	—1,1
Херсон	—13,3	0,4	—12,4	1,5	13,7	13,9
Севастополь	0,3	—1,1	—1,4	0,1	—1,4	1,5
Поти	—5,6	—6,5	—5,9	—6,3	—0,9	—0,4
Батуми	—0,3	—0,8	—0,8	—0,2	—0,5	0,6
Азовское море						
Керчь	—2,0	—0,6	—0,8	—0,8	1,4	0,0
Геническ	—1,7	—0,3	—0,7	—0,5	1,4	0,2
Таганрог	—0,7	—0,7	0,2	—0,6	—0,3	—0,8

верный, причем скорость его увеличивается по направлению к оси Индо-Кубанского прогиба (Ейск $-0,68$ мм/год, Приморско-Ахтарск $-1,90$, Темрюк $-1,62$ мм/год).

Большой интерес представляет анализ кривых вертикальных движений пунктов побережья Черного и Азовского морей, имеющих многолетние ряды наблюдений (рис. 2). Даже при первом взгляде на них становится очевидным, что здесь речь идет именно о *вертикальных движениях берегов*, а не об эвстатических колебаниях уровня моря, — так своеобразны и индивидуальны кривые, построенные для каждого пункта. При анализе графиков можно установить и некоторые общие (или «групповые») закономерности.

На фоне общего опускания берегов выявляется колебательный характер современных вертикальных движений. Несомненный интерес представляют короткопериодные колебания скорости (а иногда и направленности) вертикальных движений берегов. Эти микроколебания, достаточно четко выраженные на графиках (рис. 2), в большинстве пунктов повторяются через 20—25 лет (Поти, Батуми, Керчь, Одесса, Сулина), в пункте Варна — через 12 лет. Продолжительность каждой «пульсации» 3—6 лет, вертикальные смещения за этот период достигают 3—5 см. В ряде пунктов «пульсации» происходят одновременно: Одесса, Очаков (1903—1908, 1938—1943 гг.), Поты, Батуми (1921—1923, 1940—1946, 1964—1968 гг.), Керчь, Геническ (1898—1903, 1940—1946 гг.). Такая закономерная приуроченность синхронных «пульсаций» к определенным морфоструктурным зонам является еще одним доказательством их тектонической природы, того, что мы имеем дело с *вертикальными движениями берегов*, а не с эвстатическими колебаниями уровня моря. Различие во времени проявления «пульсаций» в пространственно удаленных районах свидетельствует о *волновом характере* современных вертикальных движений.

Наряду с отмеченными микроколебаниями почти во всех пунктах с длинными рядами наблюдений удается установить существенное изменение скорости (а в некоторых — и знака) движений в период времени между 1910 и 1920 гг. (табл. 3).

При этом скорости опусканий в 1910—1970 гг. возросли по сравнению с 1875—1910 гг. в северо-западной части черноморского побережья (Одесса, Очаков) в среднем на $1,5$ мм/год и в его восточной части (По-

ти, Батуми) на 0,5—1,0 мм/год. На западном берегу (Варна, Сулина, Бургас) опускание, напротив, замедлилось (в Варне более чем на 4 мм/год); то же явление обнаруживается и на западном берегу Азовского моря (Керчь, Геничesk). Возможно, что в этом случае мы имеем дело с «длиннопериодными» (разумеется, для данного масштаба времени) колебаниями, период которых нам пока не известен, поскольку он выходит за пределы 100-летнего отрезка времени, охарактеризованного инструментальными наблюдениями. Следует отметить, что рубеж двух эпох современных вертикальных движений совпадает с резким увеличением сейсмической активности Причерноморья, приходящимся на начало XX в.

Анализ представленных на рис. 2 графиков и структурно-геоморфологического положения уровневых пунктов позволяет выделить на побережье Черного и Азовского морей несколько участков, в основном соответствующих крупным морфоструктурным регионам. В пределах каждого из них вертикальные движения берегов характеризуются определенной синхронной изменчивостью.

Участки эти следующие: Бургас — Варна — Сулина; Одесса — Очаков — Касперовка — Николаев; Хорлы — Севастополь — Феодосия; Новороссийск — Туапсе; Сочи — Сухуми — Поти — Батуми; Керчь — Геничesk; Бердянск — Таганрог — Ейск — Темрюк.

Выводы

1. Общая тенденция развития берегов Черного и Азовского морей, определенная океанографическим методом за 100-летний период, характеризуется опусканием со средней скоростью, превышающей 1 мм/год. Таким образом, в целом сохраняется направленность вертикальных движений, выявленная геоморфологическим методом для позднего плейстоцена и голоцена. Это свидетельствует о дальнейшем расширении Черноморской впадины, наложенной на различные платформенные и орогенные морфоструктуры ее обрамления. С их индивидуальным развитием связаны некоторые пространственные различия в скоростях и характере проявления вертикальных движений берегов.

2. Закономерные изменения во времени скоростей, а иногда и знака вертикальных движений берегов при их пространственной асинхронности, обнаруженные при анализе графиков скоростей за 100-летний период, свидетельствуют о *колебательно-волновом характере этих движений*.

3. Новые данные подтверждают правильность гипотезы о неизменности (или незначительном повышении до +0,2 мм/год) уровня моря за расчетный период. Вследствие этого скорости вертикальных движений берегов, полученные океанографическим методом, можно с большой долей уверенности принимать как *абсолютные*.

ЛИТЕРАТУРА

- Бачманов А. П. Высотные смещения нивелирных знаков на территории Одессы. — Тр. Одесск. гидрометеорол. ин-та, вып. XVII, 1958.
- Бачманов А. П. Изучение современных вертикальных движений земной поверхности на территории г. Одессы. — В сб. Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., «Наука», 1962.
- Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. М., Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1971.
- Матцкова В. А. Уточненная карта скорости современных вертикальных движений земной коры на западе Европейской части СССР и некоторые соображения о периоде этих движений. — В сб. Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.
- Невесский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука», 1967.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.

- Победоносцев С. В. Применение расчетного среднего годового уровня моря для определения современных вертикальных движений земной коры.— Геодез. и картография, № 3, 1971.
- Победоносцев С. В. Современные вертикальные движения побережий, омывающих Европейскую часть СССР.— Океанология, № 4, 1972.
- Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины Европейской части СССР. (Под ред. И. П. Герасимова и Ю. В. Филиппова). Тр. ЦНИИГАиК, вып. 123. М., Геодезиздат, 1958.
- Соколовский И. Л., Волков Н. Г. Методика поэтапного изучения неотектоники. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Gutenberg B. Changes in Sea-level, postglacial uplift and mobility of the Earth's interior.— Bull. of the Geol. Soc. of America, v. 51—52, No. 5, 1941.
- Marmer H. A. Is the Atlantic coast sinking? — Geogr. Rev., v. 38, No. 4, 1948.
- Valentin H. Die Küsten der Erde. Ergänzungsheft, Nr. 246, zu Pétermanns Geogr. Mitt., 1952.

Институт географии
АН СССР

Государственный океанографический
институт

Поступила в редакцию
26.XI.1972

RECENT VERTICAL MOVEMENTS OF THE SHORES OF THE BLACK AND AZOV SEAS

N. S. BLAGOVOLIN and S. V. POBEDONOSTSEV

Summary

Analyzed are the results of instrumental observations over the level of the Black and Azov Seas in the period from 1870 to 1970. A new oceanographic method and special geodetic studies helped to determine that the rate of an eustatic rising of the sea level does not exceed 0.2 mm a year. The shores of the Black and Azov Seas undergo present tectonic subsidence with the mean rate of about 1 mm a year. There are also differentiated movements of separate areas, including local intensive subsiding at the rate of up to 5 mm a year. A spatial and time analysis of the development of vertical movements helped to reveal microfluctuations of their rate, which are asynchronous in different areas of the coast. A considerable change in the rate of the movements took place in the period between 1910 and 1920. Corresponding data points out an oscillatory-wave character of vertical movements of the shores. It has been ascertained that the general trend of the recent vertical movements in the Black Sea Region has been the same since Holocene and it is in correspondence with morphostructural features of the territory.