

### Зависимость ледовитости Белого моря от макроциркуляционных атмосферных процессов

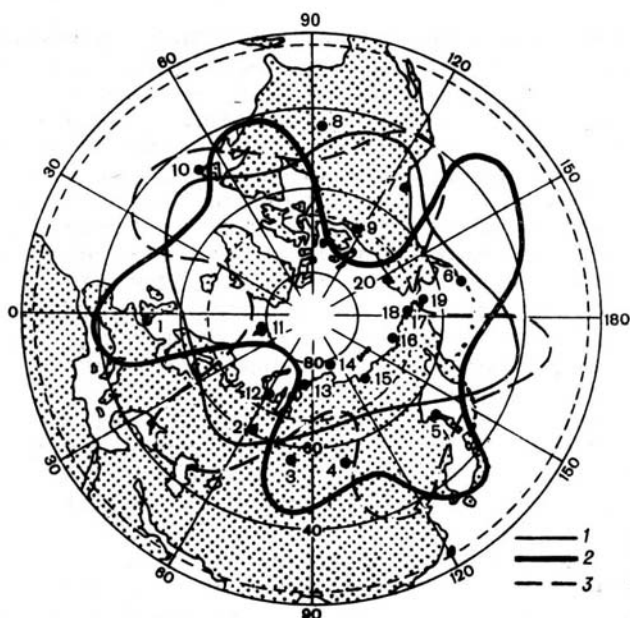
Белое море, географически расположенное значительно южнее Баренцева, по гидрологическому и ледовому режиму приближается к арктическим морям: здесь даже летом на глубине сохраняются отрицательные температуры, а зимой формируется мощный ледяной покров, являющийся основным препятствием для мореплавания в зимнее время. Относительная близость моря к полярной области планеты и «арктический» характер его ледового режима позволяют предположить, что основы методов долгосрочного прогноза, разработанных для арктических морей, могут оказаться приемлемыми для этого неарктического моря.

Практика долгосрочного прогнозирования по мнению М.И. Юдина [8] свидетельствует о том, что нельзя признать перспективными методы долгосрочного прогноза, основывающиеся на рассмотрении комплекса предикторов, характеризующих начальное состояние некоторого ограниченного района. В свое время Г.Я. Вангенгейм, анализируя различного рода классификации атмосферных процессов, писал: «Классификация явлений должна производиться с учетом макропроцессов атмосферы, так как в противном случае легко потеряться в деталях...необходимо, очевидно, рассмотрение синоптических процессов в их последовательном ходе таким образом, чтобы процессы всего изучаемого длительного промежутка времени могли быть расчленены на последовательно идущие друг за другом синоптические ситуации» [5]. Исследования Г.Я. Вангенгейма оформились в самостоятельную научную школу, разработавшую новый метод, который получил название макроциркуляционного.

В соответствии с принципами макроциркуляционного метода процессы в локальном районе следует изучать в связи с процессами в остальных районах земного шара, по крайней мере, полушария. В качестве форм циркуляции, проявляемой на высотных и наземных картах, целесообразно принять формы E, W, C выявленные Г.Я. Вангенгеймом [5]. Однако, поскольку эти формы были установлены лишь для атлантико-евразийского сектора северного полушария, А.А. Гирс в свою очередь провел обобщение процессов в тихоокеанско-азиатском секторе в 3 типа (по аналогии с E, W, C-формами). Комбинация этих классификаций и дает 9 видов макросиноптических процессов: W3, WM1, WM2, E3, EM1, EM2, C3, CM1, CM2 [6].

Для того, чтоб использовать характерные особенности длинных волн в прогностических целях, представителями школы были выявлены характеристики связанных с ними полей метеорологических и гидрологических элементов. Получены данные о распределении среднего приземного давления, состоянии центров действия атмосферы северного полушария, интенсивности зональной циркуляции в поясе 40-70° с.ш., преобладающих траекториях наземных барических образований, распределении вертикальных движений воздуха, осадков, элементов теплового баланса, температуры воздуха, высоты тропопаузы, положения струйных течений, температуры воды в океане, стока рек, ледовитости арктических морей.

Главной особенностью зональной (западной) циркуляции (W, 3) в северном полушарии являются наблюдающиеся в толще тропосферы волны малой амплитуды, которые быстро смещаются с запада на восток, что выражается в частности в движении в этом



направлении наземных барических образований. Неравномерность распределения солнечной энергии с широтой и вращение земли обуславливают возникновение зональной циркуляции как основной формы циркуляции атмосферы нашей планеты. Атмосферная циркуляция – это огромный циклонический вихрь с центром в районе полюса и с западно-восточным движением воздуха – циркумполярный вихрь, который наблюдается до высоты 20 км летом и до 60 км зимой. Однако фактическая атмосферная циркуляция нередко нарушается меридиональными переносами из-за неравномерности нагревания суши и моря, циклонической деятельности на тропосферных фронтах, солнечной активности и т.д. Поэтому и образуются высотные гребни, распространяющиеся далеко на север и ложбины, распространяющиеся на юг (рис.1). Наличие меридиональных составляющих циркуляции атмосферы обуславливает междуширотный обмен массой, количеством движения и энергией.

А.А. Гирс [6] выявил некоторые региональные характеристики процессов форм E, W, C. Вот какие особенности характерны для Баренцево-морского региона, соседствующего с интересующим нас районом Белого моря. Преобладание W-формы обуславливает понижение температуры воды на Кольском меридиане, увеличение ледовитости Баренцева моря, накопление запасов холода в Арктике и ослабление разгрузки Арктического бассейна ото льдов, что способствует повышению общего уровня ледовитости Арктики. При увеличении повторяемости формы E в Атлантическом океане возникает тепловая неоднородность океана: в его восточной части формируется язык теплой воды, в западной – холодной воды. Происходит повышение температуры воды на Кольском меридиане и уменьшение ледовитости Баренцева моря. Для преобладания формы C характерно возникновение тепловой неоднородности поверхностного слоя в Атлантическом океане, следствием чего является понижение температуры воды на Кольском меридиане и повышение ледовитости Баренцева моря.

В отделе долгосрочных метеорологических прогнозов ААНИИ более 50 лет изучаются закономерности в развитии атмосферных процессов различного пространственно-временного масштаба в рамках макроциркуляционного метода прогнозов атмосферных процессов для районов Арктики. При этом в оперативном режиме выделяются естественные стадии развития атмосферных процессов (ЕСР) разной продолжительности: элементарный синоптический процесс – 3-7 дней (ЭСП), однородный циркуляционный период 8-12 дней (ОЦП), однородный внутригодовой период 1-7 месяцев (ОВП), стадии эпох 3 года и более, эпохи циркуляции 10 лет и более.

Попытаемся найти связь (в пределах макроциркуляционных эпох и стадий эпох) между макроциркуляционными процессами, выраженными E, W, C-формами и ледовитостью Белого моря, рассчитанной за период с 1951 по 1994 гг.

А.А. Гирс [8] на основе анализа повторяемости и ее отклонений от нормы форм циркуляции E, W, C (и их девяти разновидностей) для северного полушария за 1900-1972 гг. установил четыре циркуляционные эпохи: 1900-1928 гг. (29 лет) – W, 1929-1939 гг. (11 лет) – E, 1940-1948 гг. (9 лет) – C, 1949-1972 гг. (24 года) – E+C, предположив, что «в период после 1972 г. ожидается длительное развитие процессов формы W». По имеющимся на сегодня данным [1] есть возможность (и необходимость для поставленной относительно Белого моря задачи) уточнить ход эпохальных изменений, происшедших после 1972 г. В табл. 1 приведены данные, позволяющие охарактеризовать ту или иную эпоху. Для каждого года, начиная с 1900 г., определено преобладание формы циркуляции из следующих соображений. Году присваивался индекс E, W или C, если положительное отклонение от нормы повторяемости данной формы было максимальным и при этом положительное отклонение от нормы любой другой формы было <10. В случае, когда на фоне преобладания одной из форм наблюдалось значительное число вторжений какой-либо другой (положительное отклонение 10 и более), процесс представлялся как смешанный и при этом указывалась преобладающая форма (табл.1). Кроме того, в таблице приведены значения разности годовых повторяемостей E и W-форм циркуляции, позволяющие судить о степени

интенсивности зональной циркуляции, что важно для анализа последних циркуляционных эпох.

Таблица 1  
Определение преобладающей формы циркуляции (1900-2002 гг.)

Год	Е-W	Индекс года	Пре-обл. форма	Год	Е-W	Индекс года	Пре-обл. форма	Год	Е-W	Индекс года	Пре-обл. форма	Год	Е-W	Индекс года	Пре-обл. форма
<b>W</b>				1926	-53	W	W	1950	57	E	E	1976	220	E	E
1900	84	E+C	C	1927	65	E	E	1951	77	E	E	1977	148	E	E
1901	83	E+C	E	1928	-35	W	W	1952	80	E	E	1978	97	E	E
1902	19	C	C	<b>E</b>				1953	35	E	E	1979	134	E	E
1903	5	W	W	1929	32	E	E	1954	48	E	E	1980	133	E	E
1904	-56	W	W	1930	65	E	E	1955	57	E	E	1981	204	E	E
1905	-73	W	W	1931	7	W	W	1956	7	C	C	1982	62	E	E
1906	-5	W	W	1932	-38	W	W	1957	47	C	C	1983	53	E	E
1907	-39	W	W	1933	74	E	E	1958	116	E+C	E	1984	186	E	E
1908	-20	C	C	1934	38	E	E	1959	75	E+C	C	1985	97	E	E
1909	41	E	E	1935	52	E	E	1960	150	E	E	1987	65	E	E
1910	29	E+W	E	1936	104	E	E	1961	-3	W	W	1988	56	E	E
1911	-19	C	C	1937	163	E	E	1962	18	C	C	1989	56	E	E
1912	-15	C	C	1938	-7	W	E	1963	92	E+C	C	1990	38	E	E
1913	-61	W	W	1939	22	E	E	1964	45	C	C	<b>E+W ?</b>			
1914	-79	W	W	<b>C</b>				1965	61	C	C	1991	29	C	C
1915	-14	W	W	1940	54	C	C	<b>E</b>				1992	13	W+C	C
1916	-40	W	W	1941	70	C	C	1966	137	E	E	1993	18	W	W
1917	-69	W+C	W	1942	-9	C	C	1967	146	E	E	1994	33	E	E
1918	15	W	W	1943	-23	C	C	1968	115	E+C	C	1995	-20	C	C
1919	15	W	W	1944	33	C	C	1969	151	E	E	1996	98	E+C	E
1920	88	E	E	1945	27	C	C	1970	126	E	E	1997	-35	W+C	C
1921	-57	W	W	1946	56	W+C	W	1971	116	E+C	E	1998	-16	W	W
1922	-11	W	W	1947	17	C	C	1972	190	E	E	1999	23	E+W	E
1923	-74	W	W	1948	-47	W+C	C	1973	72	E+C	E	2000	-26	W	W
1924	7	E+W	W	<b>E+C</b>				1974	168	E	E	2001	61	E	E
1925	-69	W	W	1949	-2	W	W	1975	121	E	E	2002	0	W	W

Анализ табл. 1 позволяет найти критерии определения индекса эпохи для атлантико-евразийского сектора северного полушария. Мы видим, что в W-эпоху (1900-1928 гг.) однородность эпохи нарушалась 9 раз (т.е. строго соответствуют индексу 69 % лет из временного ряда эпохи), в E-эпоху (1929-1939 гг.) однородность нарушалась 2 раза (соответствие индексу – 82 %), в C-эпоху (1940-1948 гг.) однородность нарушалась 1 раз (соответствие индексу - 89%).

Период с 1949 по 1965 г. отнесен А.А. Гирсом к E+C-эпохе. Действительно, меридиональные E и C-процессы в эти годы были приблизительно равнозначны, на C-форму приходилось 7 лет, на E-форму – 8 лет, однородность нарушалась 2 раза (соответствие индексу – 88%). Относительно периода с 1966 по 1990 г. мы с большой степенью вероятности можем говорить о соответствии характера атмосферной циркуляции в атлантико-евразийском секторе северного полушария эпохальному индексу E (хотя А.А. Гирс отнес 1966-1973 гг. к продолжению E+C-эпохи). Соответствие индексу E очень высокое (96%): за 25 лет однородность нарушалась только один раз. Что касается последних 12 лет (1991-2002 гг.), то здесь мы видим очень неоднородную картину. Этот период

наиболее соответствуют E+W-индексу циркуляции, по крайней мере, повторяемость W-формы в эти годы заметно возросла.

Итак, мы в общем определились с индексами эпох. Однако очень продолжительная 25-летняя E-эпоха имеет различные стадии. Нас интересует в связи с предстоящим анализом ледовых характеристик степень интенсивности западной W-формы циркуляции. Разности годовых повторяемостей E и W-форм циркуляции, помещенные в табл.1, позволяют нам выделить по крайней мере две стадии в интересующей нас E-эпохе (1966-1990 гг.). Это: 1966-1981 гг. (среднее значение разности повторяемостей E и W – форм равно 143) и 1982-1990 гг. (среднее значение разности равно 76). Резко уменьшившийся количественный показатель разности свидетельствует о вступлении E-эпохи в стадию явного усиления зональности атмосферных процессов (т.е. тяготении к W-форме циркуляции).

Для изучения ледовых процессов в Белом море W-форма наиболее влиятельная. Известно, что формирующими факторами для климата Белого моря являются атлантические циклоны, несущие теплый и влажный морской воздух. Для Белого моря характерна сезонная смена ветра. С октября по март преобладают южные, юго-западные и западные ветры (осенне-зимний муссон), повторяемость которых составляет 50-80%. С мая по август преобладают северные, северо-восточные и восточные ветры (весенне-летний муссон), повторяемость которых 40-70%. Осадки над Белым морем выпадают неравномерно. Их среднее годовое количество изменяется от 300-350 мм в северной части и Горле до 400-500 мм – в заливах. Наибольшее количество осадков выпадает в феврале и марте. В сентябре-марте в среднем наблюдается 15-20 дней с осадками, в мае-августе – 10-15 дней [2,3,4]. Все это свидетельствует о том, что именно зимний период характеризуется активной циклонической деятельностью над акваторией Белого моря.

Схемы повторяемости типичных траекторий циклонов в зимний период, построенные А.И. Рагозиным и К.И. Чукавиным [7] для различных типов циркуляции позволяют сделать следующие выводы. При E-форме циркуляции, когда Белое море расположено в зоне высотного гребня (рис.1), типовые траектории циклонов располагаются преимущественно севернее акватории Белого моря, при C-форме, когда море находится в зоне высотной ложбины, циклоны идут южнее моря. Наиболее активной для циклонической деятельности является W-форма циркуляции, когда частота прохождения циклонов над Белым морем увеличивается втрое по сравнению с меридиональными формами. Если же говорить о Баренцевом море, то над его акваторией атлантические циклоны особенно часто проходят (как бы «забрасываются» из Атлантики, обходя вдоль западного склона высотный гребень) при E-форме циркуляции. Это безусловно должно способствовать и замедлению выхолаживания Баренцева моря, и уменьшению ледовитости, о чем уже упоминалось выше. Для Белого же моря «смягчающей» (по логике) должна являться W-циркуляция. На рис. 2 приведен график межгодовой изменчивости W-формы макроциркуляции.

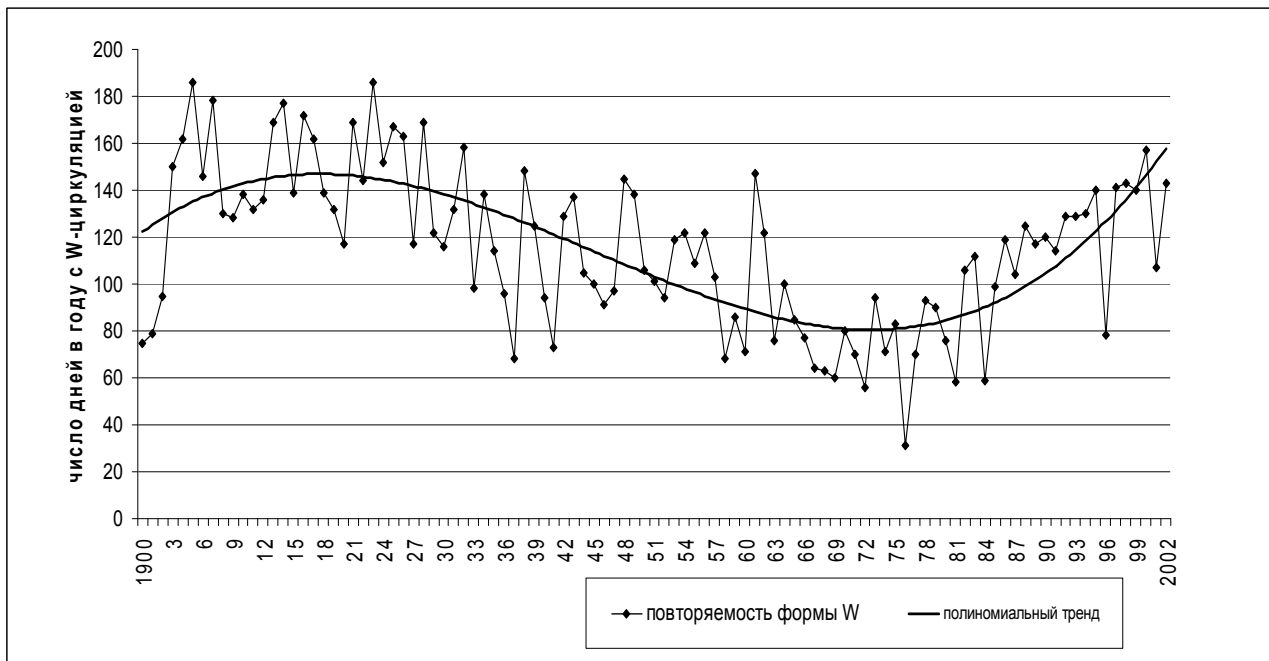


Рис. 2. Межгодовая изменчивость повторяемости W-формы (зональной) циркуляции.

Проанализируем имеющиеся в нашем распоряжении данные о максимальной ледовитости Белого моря (1951-1984 гг.), связав их с соответствующими циркуляционными эпохами и их стадиями: 1951-1965 гг. – E+C-эпоха, 1966-1981 гг. – E-эпоха в активной стадии, 1982-1990 гг. – E-эпоха с зональным усилением, 1991-1994 – E+W-эпоха.

В табл. 2 приведены средние, максимальные и минимальные значения ледовитости и средние квадратические отклонения для выявленных эпох и стадий.

Таблица 2

Ледовитость Белого моря в различные макроциркуляционные эпохи

Эпоха, стадия эпохи	Характеристика	Повтор. формы W	Ледовитость февраль		Ледовитость март		Ледовитость максимальная (год)	
			$S_{\phi}$ (тыс. км <sup>2</sup> )	$S_{\phi}$ (%)	$S_m$ (тыс. км <sup>2</sup> )	$S_m$ (%)	$S_{год}$ (тыс. км <sup>2</sup> )	$S_{год}$ (%)
E+C(I) 1951-1965гг.	Среднее	101,7	86,3	88,1	87,6	89,4	88,7	90,5
	Максимум	147,0	95,0	96,9	95,5	97,5	95,5	97,5
	Минимум	68,0	73,3	74,8	78,9	80,5	78,9	80,5
	Ср квадр. откл.	10,1	5,1		5,3		4,9	
E (II) активная стадия 1966-1981 гг	Среднее	71,0	87,3	89,1	86,9	88,7	89,4	91,2
	Максимум	94,0	97,7	99,7	98,0	100,0	98,0	100,0
	Минимум	31,0	78,3	79,9	77,4	79,0	82,7	84,4
	Ср квадр.откл.	8,4	6,1		6,2		5,6	
E(III) зональная стадия 1982-1990 гг.	Среднее	106,8	85,3	87,0	83,9	85,6	86,1	87,9
	Максимум	125,0	91,1	93,0	87,3	89,1	91,1	93,0
	Минимум	59,0	79,9	81,5	75,8	77,3	79,9	81,5
	Ср квадр.откл.	10,3	4,3		4,3		4,4	
E+W (IV) 1991-1994 гг.	Среднее	125,5	82,1	83,7	83,7	85,4	84,6	86,4
	Максимум	130,0	85,5	87,3	87,6	89,4	87,6	89,4

Минимум	114,0	76,1	77,6	77,9	79,5	77,9	79,5
Ср квадр.откл.	11,2	5,5		4,8		5,3	

Анализ табл.2 позволяет сделать следующие выводы, подтверждающие предположение о влиянии W-формы циркуляции на максимальную ледовитость ( а значит, и на положение кромки льда в море в период максимального развития ледового покрова):

- наибольшие значения ледовитости в момент максимального развития ледяного покрова (среднее значение, максимальное и минимальное) наблюдались в активной стадии E-эпохи (1966-1981 гг.), когда повторяемость W-формы циркуляции была наименьшей;
- наименьшие значения ледовитости в момент максимального развития ледяного покрова (средние значения, максимальные и минимальные) наблюдались в зональной стадии E-эпохи (1982-1990 гг.) и в E+W-эпоху (1991-1994 гг.), когда повторяемость W-формы была наибольшей.

Таблица 3

Ледовитость (%) в годы наибольшего и наименьшего развития ледового покрова в Белом море

Наибольшее развитие			Наименьшее развитие		
Годы	февраль	март	Годы	февраль	март
1966	99	100	1959	75	80
1969	98	95	1984	81	81
1974	99	80	1989	82	77
1979	100	99	1992	78	80

В табл. 3 приведены выявленные группы лет, соответствующих наименьшему и наибольшему за период наблюдений с 1951 по 1994 гг. развитию ледяного покрова в Белом море. Мы видим, что все годы наибольшего развития ледового покрова попадают в период активной стадии E-эпохи. На графике межгодовой изменчивости W-формы циркуляции (рис.2) – это область наименьших за сто лет значений повторяемости зональной формы циркуляции.

### Список литературы

1. Каталог Индексов Атмосферной циркуляции E,W,C .Санкт-Петербург. ААНИИ.1997.
2. Справочник по гидрометеорологическим условиям шельфовой зоны морей СССР, т.V, Белое море. НТО. ГР 79028191. СУГКС, Архангельск, 1980, 240 с.
3. Справочник по климату СССР. Вып. I. Архангельская и Вологодская области. Карельская и Коми АССР, ч.II. Температура воздуха и почвы, Л., Гидрометиздат, 1965, 358 с.
4. Справочник по климату СССР, Вып.1. Архангельская и Вологодская области. Карельская и Коми АССР, ч.III. Ветер, Л., Гидрометиздат,1967, 304 с.
5. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики//«Труды Аркт. науч.-исслед. ин-та».- 1952.-Т. 34.-314 с.
6. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л., Гидрометеиздат, 1974, 487 с.
7. Рагозин А.И., Чукавин К.И. Средние траектории и скорости перемещения барических систем в Евразийской Арктике и Субарктике//«Труды Аркт. науч.-исслед. ин-та».- 1961.-Т. 240.- С. 163-176.
8. Юдин М.И. Физико-статистический метод долгосрочных прогнозов погоды. Гидрометиздат.1968 .