

АННОТАЦИЯ

Выпуск посвящен вопросам влагооборота атмосферы: переносам и балансу влаги в атмосфере под влиянием турбулентного и среднего составляющих атмосферных движений, связи элементов влагооборота с осадками и т. п. Ряд статей посвящен распределению осадков, облачности и гроз, являющихся следствием процессов влагооборота.

Расчитан на специалистов метеорологов и климатологов.

ИСПЫТАНИЕ МЕТОДА ПРОГНОЗА, ОСНОВАННОГО НА ПРЕЕМСТВЕННОСТИ СИНОПТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В статье представлены результаты проверки прогнозов (97 случаев) в сопоставлении с прогнозами ЦИПа. Показаны некоторые преимущества данного метода перед прогнозами ЦИПа (в среднем на 10%).

На основании проведенных исследований преимущества синоптических процессов [1—5] был разработан метод прогноза их с большой заблаговременностью (от одного до пяти месяцев). Было выяснено, что если имеется хорошо выраженный определенный синоптический процесс (УП, М, Н, З, Ю)¹, вызывающий похолодание или потепление, то за один, два и три месяца до него и через один, два, три, четыре и пять месяцев после его осуществления наблюдаются с достаточной степенью вероятности для каждого исходного типа (УП, М, Н, З, Ю) иные, но также вполне определенные процессы. Для каждого из типов исходных процессов, так же как и для предшествующих и последующих, были построены сборные карты, а на их основании, при учете направления перемещения барических образований — типовые схемы².

Исследования были проведены для исходных процессов в различных месяцах осенне-зимнего сезона (октябрь—февраль). Для каждого типа удалось составить обобщенные (общие для всех месяцев) схемы исходных, предшествующих и последующих процессов.

Таким образом, при наличии какого-либо процесса (УП, М, Н, З, Ю) нужно посмотреть, соответствует ли расположение основных барических полей расположению их на обобщенной типовой схеме исходного месяца. Если соответствие имеется, то следует также убедиться, подтверждаются ли обобщенные схемы, установленные нами, как характерные для данного типа исходного процесса, за один, два и три месяца. Если соответствие имеет место хотя бы в двух месяцах из трех, то выбранный процесс можно брать за исходный для прогноза на один, два, три, четыре и пять месяцев. Иными словами, можно прогнозировать процессы на 5 месяцев вперед с месячной ритмичностью.

Если же выбранный процесс хотя и хорошо согласуется с обобщенной исходной схемой данного типа, но в предшествующих месяцах схемы не подтверждаются, то такой процесс нельзя брать за исходный для прогнозирования.

Поскольку известно, какая территория оказывается охваченной холодом или теплом при том или ином типе процесса, то, имея прогностическую схему, можно предсказать не только тип, который будет иметь место, но и указать, хотя и в общем виде, какие районы будут охвачены теплом и какие холодом. Это, конечно, пока еще лишь качественный прогноз.

¹ УП — ультраполярный процесс, М — меридиональный процесс, Н — нормальный процесс, З — западный процесс, Ю — южный процесс.

² Метод разработан Э. А. Исаевым.

На основе разработанной методики стало возможным перейти к составлению опытных прогнозов. Сначала приступили к составлению их на старом материале (конец 1954, 1955, 1956 гг.), а затем при прогнозе на 1957 и 1958 гг. перешли к работе с текущими материалами.

В каждом исследуемом году в месяцах холодной половины выявлялись исходные процессы, приводящие к сильным похолоданиям или потеплениям. Процессы отбирались по признакам, указанным выше, т. е. так, чтобы расположение барических полей и направление

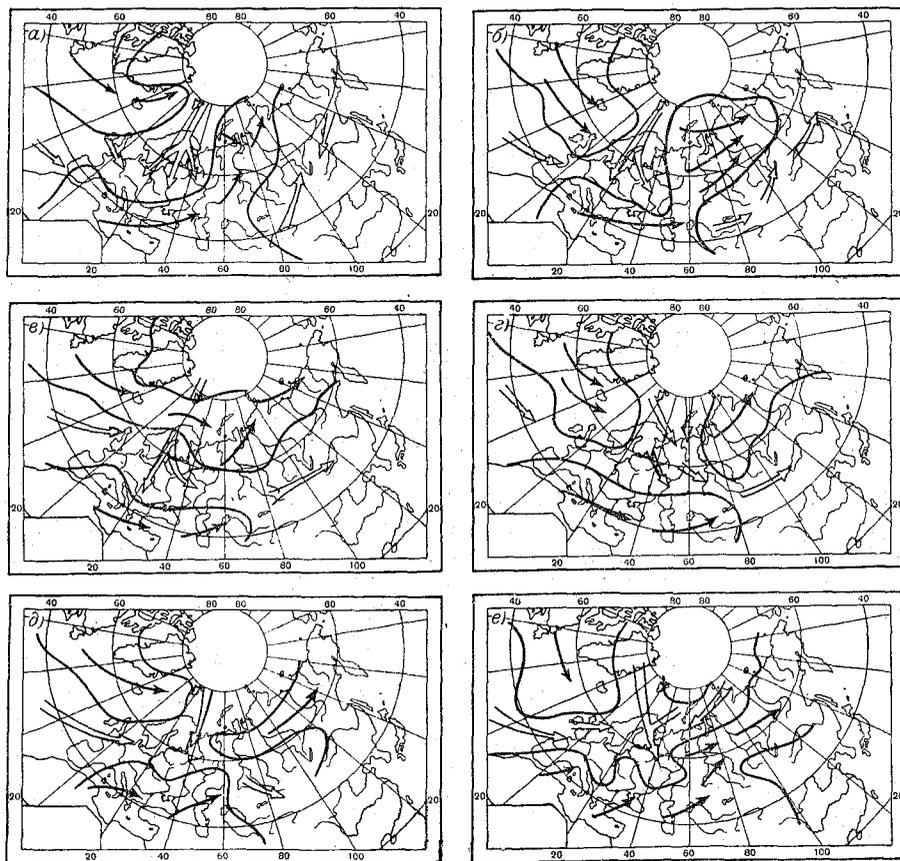


Рис. 1.

а — меридиональный исходный процесс (0), 22—24 ноября 1956 г. Схема процесса, следующего за меридиональным: б — через месяц, 24—26 декабря 1956 г.; в — через 2 месяца, 24—26 января 1957 г.; г — через 3 месяца, 26—28 февраля 1957 г.; д — через 4 месяца, 24—26 марта 1957 г.; е — через 5 месяцев, 22—24 апреля 1957 г.

вторжений соответствовали расположению их на обобщенных картах-схемах при исходных процессах, так же как и на схемах предшествующих трех месяцев (соответственно за один, два и три месяца).

Для 1957 г. были выделены 4 случая исходных процессов (2 УП и 2 М), обуславливающих похолодание, так как разработка методики прогноза волн тепла еще не была закончена. Даты взятых случаев даны в приложении.¹

¹ В приложении представлены даты исходных процессов (0), предшествующих (−1, −2, −3) и последующих (+1, +2, +3, +4, +5). В предшествующих месяцах прочерк означает, что процесс не был аналогичен схеме процесса данного месяца.

За предыдущие месяцы было получено хорошее совпадение процессов с типовыми схемами (по крайней мере, процессы двух месяцев из трех аналогичны типовым схемам). Это дало возможность прогнозировать процессы на 5 месяцев вперед от каждого исходного с месячным интервалом согласно полученным обобщенным схемам преемственности.

Прогноз представляется в виде ряда схем с указанием дат их осуществления.

При составлении прогнозов на материале остальных лет за исходные брались процессы, обуславливающие не только холод, но и тепло.

При прогнозе на 1955 г. было выделено 8 исходных элементарных процессов, при прогнозе на 1956 г. — 7, на 1958 г. — 8 (даты даны в приложении).

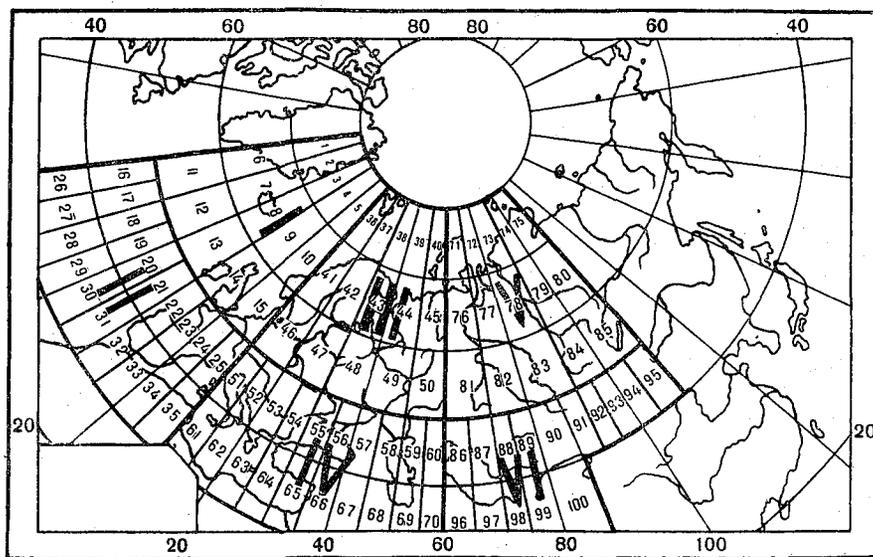


Рис. 2. Карта квадратов.

Пример прогноза. В качестве примера приведем прогноз, сделанный на основании исходного процесса, имевшего место 22—24 ноября 1956 г. На рис. 1 дан ряд карт, воспроизводящий последовательно все прогнозируемые схемы от исходного (0) до пятого месяца (+5) включительно с месячным интервалом.

После того как установлен исходный процесс (0), хорошо согласующийся с типовой схемой, была проверена преемственность на три месяца назад с месячной ритмичностью. Процессы оказались достаточно хорошо совпадающими с представленными типовыми схемами (последние подтвердились в двух случаях из трех). После этого был составлен прогноз — построены типовые схемы на 5 месяцев вперед с месячной ритмичностью и указанием сроков осуществления (рис. 1 *a—e*).

Проверка оправдываемости прогнозов. Проверка прогнозов проводилась следующим образом. Вся территория естественного синоптического района была разбита на 100 квадратов. К северу от 50-й параллели стороны квадратов равны 10° и по параллели и по меридиану, южнее 50-й параллели стороны квадратов составляют 10° по меридиану и 5° по параллели (рис. 2). Кроме того, эта же территория была разбита на 6 больших квадратов — к северу и югу от 50-й параллели по три квадрата (рис. 2) с целью определения районов

лучшей и худшей оправдываемости прогнозов. На такие квадраты разбивалась сетка прогностической схемы и фактической сборной карты, которая строилась за те же дни, что и схема. В каждом квадрате определялась степень совпадения барического поля между прогностической и фактической картами.

Определение совпадения производилось по следующей шкале. Если знак барического поля на обеих картах в данном квадрате совпадает на всей площади квадрата, то ставится балл 10. Если знак поля во

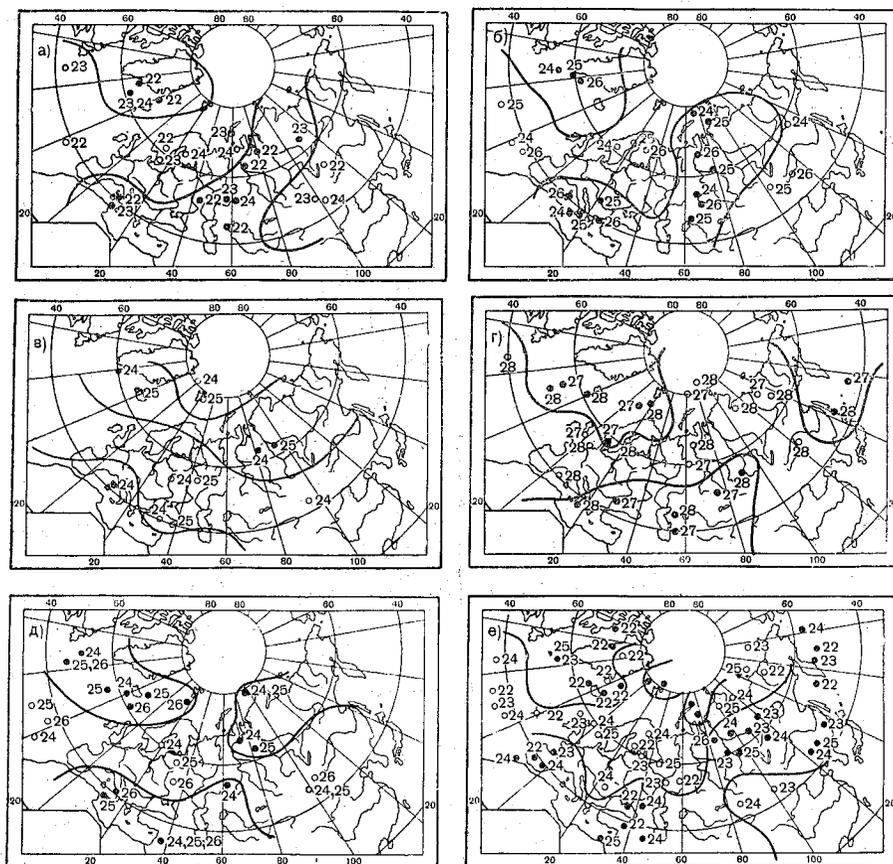


Рис. 3.

Фактическая сборная карта: а — за 22—24 ноября 1956 г.; б — за 24—26 декабря 1956 г.; в — за 24—25 января 1957 г.; г — за 27—28 февраля 1957 г.; д — за 24—26 марта 1957 г.; е — за 22—25 апреля 1957 г.

всем квадрате обратный, то ставится 0. Если знак полей совпадает в $\frac{1}{3}$ части квадрата, то ставится балл 3, если в $\frac{1}{2}$ части — 5 и если в $\frac{2}{3}$ — 8.

Для иллюстрации рассмотрим проверку оправдываемости прогнозируемого процесса, который был взят выше как пример прогноза.

Фактические сборные карты (рис. 3) помещены соответственно прогностическим схемам. Каждая из карт разбита на квадраты, как указано выше. Затем произведено сопоставление и определение оправдываемости прогноза по малым и большим квадратам.

Для примера записи проверки мы составили таблицу для прогнозируемого процесса, который должен был иметь место через месяц после исходного, т. е. 24—27 декабря 1956 г. Результаты проверки представлены в табл. 1.

Таблица 1
Величины оправдываемости прогноза на 24—27/XII 1956 г.
по квадратам

Большие квадраты											
I		II		III		IV		V		VI	
Малый квадрат	Оценка	Малый квадрат	Оценка	Малый квадрат	Оценка	Малый квадрат	Оценка	Малый квадрат	Оценка	Малый квадрат	Оценка
1	5	16	5	36	10	51	10	71	10	86	5
2	5	17	5	37	10	52	10	72	10	87	0
3	5	18	8	38	10	53	8	73	10	88	0
4	8	19	8	39	0	54	8	74	10	89	5
5	10	20	8	40	8	55	8	75	10	90	8
6	10	21	10	41	10	56	10	76	10	91	10
7	10	22	10	42	10	57	10	77	10	92	10
8	10	23	10	43	10	58	10	78	10	93	10
9	5	24	5	44	5	59	10	79	10	94	10
10	3	25	10	45	8	60	10	80	10	95	10
11	10	26	10	46	10	61	10	81	8	96	10
12	10	27	10	47	10	62	10	82	5	97	5
13	10	28	10	48	10	63	10	83	5	98	8
14	3	29	10	49	8	64	10	84	5	99	10
15	5	30	10	50	5	65	10	85	5	100	10
		31	10			66	10				
		32	10			67	10				
		33	10			68	10				
		34	5			69	10				
		35	10			70	10				
Средняя оправдываемость (%) . . .	73		87		83		97		86		74

В таблице римскими цифрами в верхнем ряду даны наименования больших квадратов от I до VI. В каждом из них в вертикальных рядах даются обозначения малых квадратов, против которых ставится цифра, показывающая величину оправдываемости прогноза в данном квадрате.

В нижнем горизонтальном ряду представлена средняя оправдываемость по большим квадратам в процентах.

Средняя оправдываемость прогноза составляет 83%. Средние результаты по годам приведены в табл. 2. Более подробные результаты проверки всех прогнозов представить в данной работе не представилось возможным из-за большого объема цифрового материала.

Таблица 2
Средняя оправдываемость прогнозов по годам (%)

Год	Число прогнозированных процессов	Средняя оправдываемость
1954	4	78
1955	37	68
1956	39	70
1957	23	75
1958	36	68

Средняя оправдываемость за все годы составляет 72%.
 Была подсчитана также средняя оправдываемость по шести большим квадратам. Результаты представлены в табл. 3.

Таблица 3

Средняя оправдываемость по большим квадратам

Год	I	II	III	IV	V	VI
1954	86	77	92	79	68	65
1955	72	64	70	72	64	68
1956	71	71	68	70	67	71
1957	76	72	76	75	70	77
1958	73	66	69	66	62	71
Среднее . . .	78	70	75	72	66	70

Таблица 3 показывает, что наибольшая оправдываемость прогнозов имеет место в I (78%) и III (75%) районах, а наименьшая в V районе (66%).

Таблица 4

Величины оправдываемости прогноза ЦИП на 24 — 30/ХП 1956 г.
 по квадратам

Большие квадраты											
I		II		III		IV		V		VI	
Малый квадрат	Оценка	Малый квадрат	Оценка	Малый квадрат	Оценка	Малый квадрат	Оценка	Малый квадрат	Оценка	Малый квадрат	Оценка
1	5	16	5	36	8	51	5	71	10	86	10
2	5	17	8	37	5	52	3	72	10	87	10
3	5	18	5	38	5	53	0	73	10	88	8
4	8	19	5	39	3	54	0	74	10	89	5
5	10	20	5	40	8	55	0	75	10	90	10
6	8	21	3	41	10	56	3	76	10	91	10
7	8	22	0	42	10	57	3	77	10	92	10
8	10	23	0	43	10	58	8	78	10	93	10
9	10	24	5	44	10	59	10	79	10	94	10
10	10	25	8	45	3	60	10	80	10	95	10
11	10	26	10	46	10	61	10	81	10	96	10
12	10	27	10	47	10	62	10	82	5	97	10
13	10	28	10	48	10	63	10	83	5	98	8
14	0	29	10	49	10	64	10	84	5	99	0
15	5	30	10	50	8	65	10	85	8	100	0
		31	10			66	10				
		32	10			67	10				
		33	0			68	10				
		34	8			69	10				
		35	10			70	10				
Средняя оправдываемость (%) . . .	76		66		80		71		89		77

После проведенной проверки оправдываемости прогнозов совершенно аналогично была произведена проверка прогнозов, составляемых ЦИПом на числа, соответствующие датам наших прогнозов.

В качестве примера приведена табл. 4 оправдываемости прогноза ЦИПа на 24—30 декабря 1956 г. (Даты, соответствующие тем, которые приведены при оценке нашего прогноза.)

Средняя оправдываемость прогноза составляет 76%.

Подобным образом были проверены прогнозы ЦИПа, составленные на все сроки, соответствующие датам, составленным нами.

Целью такого сопоставления явилась необходимость установить, насколько процент оправдываемости для наших прогнозов больше или меньше, чем для прогнозов ЦИПа, а следовательно, установить, является ли наш метод заслуживающим внимания. Результаты проверки приведены в табл. 5.

Из табл. 5 видно, что большая оправдываемость наших прогнозов имела место в 1954 г. (78%).

Но здесь следует учесть малое количество случаев [4], поэтому большее значение этой цифре придавать не следует. В остальные исследованные годы оправдываемость прогнозов наибольшая в 1957 г. — 75% для наших и 63% для ЦИПа.

Наши прогнозы в среднем имеют большую оправдываемость, чем прогнозы ЦИПа (около 10%). Затем из общего числа прогнозируемых процессов были выделены случаи с различной оправдываемостью и подсчитано их число.

Из табл. 6 видно, что большое количество наших прогнозов ($\frac{2}{3}$) дает оправдываемость в пределах 68—76% и более (63 случая из 97), т. е. достаточно удовлетворительную. Что же касается прогнозов ЦИПа, то наибольшее число случаев дает оправдываемость 51—67% (63 случая из 96).

Таблица 5
Средняя оправдываемость (‰) прогнозов по годам

	1954		1955		1956		1957		1958		Средний ‰ оправды- ваемости за все годы
	Число случаев	Оправды- ваемость									
ЦИП	4	62	37	58	38	61	23	63	28	59	61
ГГО	4	78	37	68	39	70	23	75	36	68	72

Таблица 6
Оправдываемость (‰) прогнозов по градациям

Оправдываемость		≤ 50	51 — 60	61 — 67	68 — 75	≥ 76
Число случаев	ГГО	5	16	13	30	33
	ЦИП	13	40	23	18	2

Заключение

На основании всего сказанного выше можно сделать вывод, что методика прогнозов определенных процессов, основанная на их преемственности, в достаточной степени оправдывает себя. Следует также заметить, что большая заблаговременность (до 5 месяцев), с которой могут быть составлены прогнозы, также является положительным фактором. Кроме того, надо указать на малую затрату времени при составлении подобных прогнозов и относительную простоту метода. Учитывая все это, нам кажется, что было бы целесообразным применение данного метода в оперативной работе при прогнозировании процессов, являющихся преемниками установленных нами исходных типовых процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Исаев Э. А. Исследование синоптических процессов, приводящих к резкому понижению температуры на Европейской территории СССР. Труды ЦИП, вып. 51, 1957.
2. Исаев Э. А. К вопросу о преемственности синоптических процессов. Труды ГГО, вып. 65, 1956.
3. Исаев Э. А. Преемственность синоптических процессов. Гидрометеиздат, Л., 1958.
4. Згурко В. Б. Преемственность синоптических процессов, приводящих к резким понижениям температуры на Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 65, 1956.
5. Згурко В. Б. Преемственность синоптических процессов приводящих к сильным похолоданиям. Труды ГГО, вып. 70, 1957.

МНОГОЛЕТНИЕ СРЕДНИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕКОТОРЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ЦИРКУЛЯЦИИ НАД КИТАЕМ В ЗИМНЕМ ПОЛУГОДИИ

В статье, кроме общих черт климата Китая в зимнем полугодии, большое внимание обращено на изучение взаимосвязи ряда метеорологических элементов и явлений. Найдено, что температура и некоторые термические явления атмосферы распределяются по Китаю и изменяются в годовом ходе соответственно друг другу. Количество осадков и влажность имеют подобное распределение. Годовой ход межсуточной изменчивости нескольких элементов согласуется с годовым ходом циклонов. Эти результаты интересны для понимания формирования климата в Китае.

После провозглашения народной республики (1949 г.) в Китае очень быстро возросло число метеорологических станций и накопилось большое количество материалов наблюдений. Это создало благоприятные условия для климатологических исследований. В данном сообщении невозможно полностью рассмотреть вопрос о многолетних средних характеристиках метеорологических элементов и циркуляции в зимнем полугодии в Китае. Мы остановимся лишь на некоторых сторонах этого общего вопроса, используя новые материалы и последние результаты, полученные китайскими учеными.

1. Термический режим

Температурный режим Китая относится к континентальному типу. Зима очень суровая. Однако суровость климата неравномерно распределяется по всей стране. Об этом можно судить путем анализа так называемой «континентальности». Для вычисления континентальности климата существует много способов. Мы пользовались простой формулой

$$K = \frac{A}{\sin \varphi} .$$

Здесь A — разность среднемесячной температуры между январем и июлем, φ — широта станции.

В результате анализа установлено, что над северо-западом Китая континентальность везде превышает 60% (местами даже больше 80%). Такие значения континентальности являются максимальными: в Иркутске 47%, в Ташкенте 42%, в Верхоянске 71%. В Центральном и Северном Китае среднее значение континентальности составляет 55%. Свообразным представляется юго-запад страны, где континентальность меньше 30%. Действительно, данный район «круглый год находится под влиянием южного течения, которое приносит сюда влагу и тепло из Бенгальского залива. Этот район можно отнести к району с океаническим климатом.

Амплитуда годового хода температуры в Китае очень большая. Для пояснения этого приводим данные сравнения амплитуд, наблюдающихся в разных местах одной и той же зоны. За амплитуды годового хода мы принимаем разности средних месячных температур января и июля, так как на континенте в средних и высоких широтах минимальная температура почти везде наблюдается в январе, а максимальная большей частью в июле. Если максимум приходится на август, то он незначительно превышает температуру июля.

Ниже приводятся амплитуды по широтному кругу 40° с. ш. (табл. 1).

Таблица 1

Амплитуда годового хода температуры вдоль 40° с. ш.

Долгота (град.)	160	140	120	100	80	60	40	20	0	20	40	60	80	100	120	140	160	180
Амплитуда тем- пературы (град.)	6	4	22	27	23	17	9	6	20	21	22	30	30	37	34	22	9	7

Из таблицы видно, что амплитуда имеет максимальные значения в районе 60—120° в. д., т. е. на территории Китая.

Однако амплитуда годового хода температуры по Китаю распределяется неравномерно. Она, вообще говоря, уменьшается с севера на юг. Самая большая амплитуда наблюдается на ст. Анда (северо-восток) и достигает 45,2°, а самая малая — на о. Дунса (в Южно-Китайском море). Она составляет здесь только 7,9° С. Такое распределение амплитуды обуславливается не только годовым изменением количества солнечной радиации, но и адвекцией холода, которая на севере в зимнем полугодии гораздо сильнее, чем на юге.

В свободной атмосфере имеет место аналогичное явление. Однако район с наибольшей амплитудой годового хода температуры в свободной атмосфере не совпадает с таковым на уровне моря. По мере увеличения высоты OT_{1000}^{500} происходит его сдвиг на восток (табл. 2).

Таблица 2

Амплитуда годового хода OT_{1000}^{500} вдоль 40° с. ш.

Долгота (град.)	160	140	120	100	80	60	40	20	0	20	40	60	80	100	120	140	160	180
Амплитуда тем- пературы (град.)	23	25	31	40	33	29	22	17	26	28	35	43	41	50	56	54	35	28

Таким образом, несовпадение составляет примерно 20° долготы. Несовпадение это имеет большое динамическое значение для атмосферных процессов Дальнего Востока, ибо с ним связан годовой ход вертикального градиента температуры данного района.

Для представления о температурном поле зимнего полугодия необходимо рассмотреть среднемесячные карты температуры. Карты зимних месяцев (октябрь—апрель) имеют следующие общие характеристики (рис. 1). Изотермы идут почти в широтном направлении. Они не равномерно расположены по широтам, а концентрируются в двух зонах, т. е. в зоне между 45—50° с. ш. и в зоне между 22—27° с. ш. В обширном районе, находящемся между этими двумя зонами, температурный градиент сравнительно слабее. Температурный градиент направлен в основном с юга на север и имеет очень большое значение. Например, в январе разница температуры между южной и северной границами Китая составляет 48°. Это в общих чертах наблюдается и на средней годовой карте температуры Китая (рис. 2).

Единственным исключением является Тибетское плато, где вследствие большой высоты местности температурный режим сильно отличается от такового в других частях Китая.

Конечно, между отдельными зимними месяцами существуют разли-

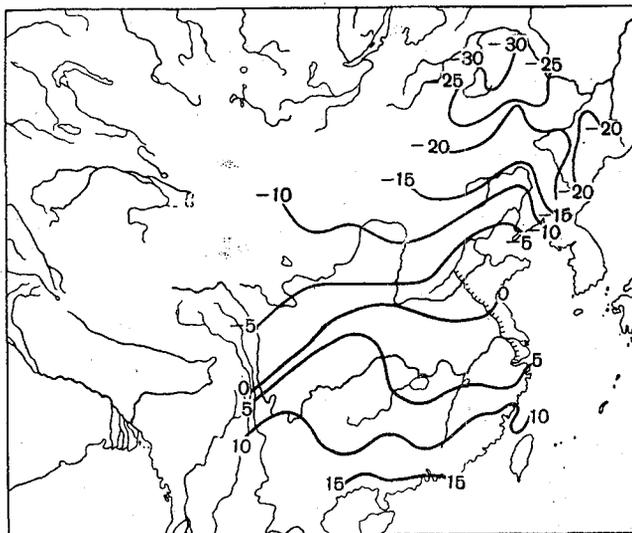


Рис. 1. Карта изотерм. Январь.

чия, которые в основном связаны с географическим расположением и направлением зоны сгущения изотерм. В октябре поле температуры имеет летний характер: изотермы идут в направлении, отклоняющемся

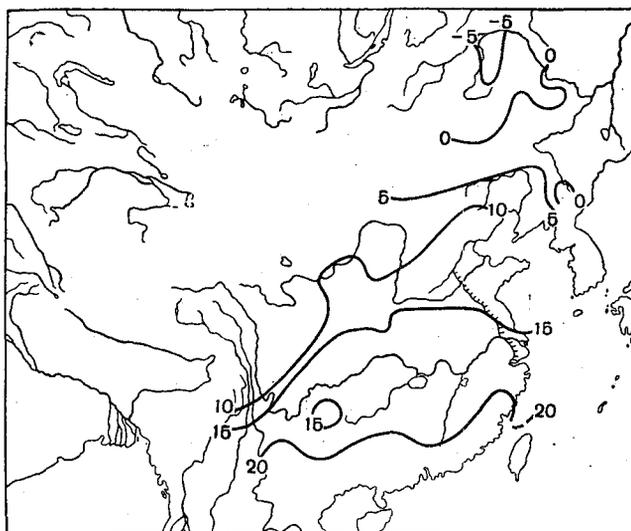


Рис. 2. Карта изотерм. Год.

от широтного примерно на 30° , и сгущаются в зоне, идущей от Шеньяна к Кантону. В ноябре угол отклонения направления изотерм от широтного уменьшается. Кроме вышеуказанной зоны сгущения изотерм, появляется другая зона сгущения, находящаяся в районе Наньлина. Между этими двумя зонами в обширном районе Центрального Китая

температурный градиент незначительный. В декабре сохраняется картина ноября, а температурный градиент заметно увеличивается. Январская карта (рис. 1) представляет типичное зимнее поле температуры. Меридиональный градиент температуры увеличивается до своего максимального значения. Все изотермы идут параллельно широтным линиям. Две зоны сгущения изотерм находятся в районе Наньлина (23—27° с. ш.) и в районе 45—50° с. ш. Между ними изотермы расположены более редко. От января к июлю наблюдается противоположная картина.

Рассмотренные общие черты в расположении изолиний на картах температуры для зимы характерны не только для среднемесячных карт температуры воздуха. Они характерны также и для карт ряда других явлений погоды, непосредственно связанных с особенностями зимнего

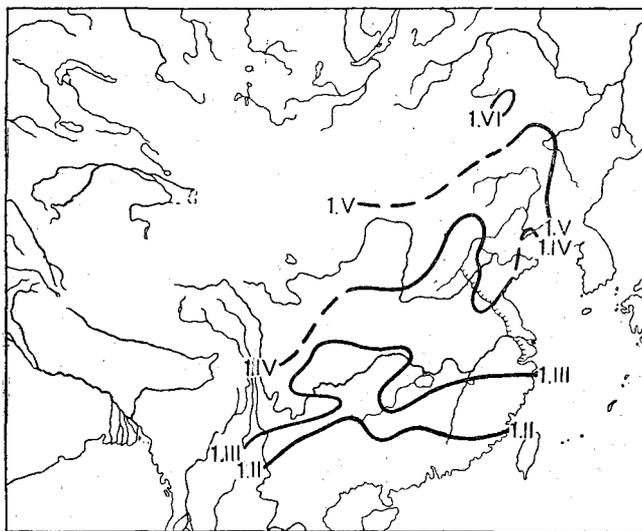


Рис. 3. Даты окончания периода заморозков в Китае.

полугодия. Эти явления следующие: средние даты начала и конца периода заморозков, среднее число дней мороза и заморозков за год и т. п.

Для иллюстрации сходства мы приводим карту дат окончания заморозков (рис. 3). Конечно, вполне понятно, что эта карта не может быть идентичной с картами температуры воздуха. Изменения температурного поля от месяца к месяцу происходят неравномерно. Иногда возможен обратный ход. Это можно наблюдать на среднем многолетнем годовом ходе пятидневной температуры. Например, в Китае температура быстро повышается с февраля по май (в среднем от пятидневки к следующей пятидневке она повышается на 1° С). Однако на общем фоне повышения температуры имеют место возвраты холода. Такие возвраты холода наблюдаются не только на отдельных станциях. Они могут охватывать обширный район. Первый возврат холода наблюдается в период с 25/II по 5/III (с вероятностью 75%). По данным 40 станций, среднее многолетнее значение похолодания от пятидневки к пятидневке составляет —0,9°. Второй возврат холода наблюдается в первой декаде апреля или в последней декаде марта (с вероятностью 65%). По многолетним средним данным температуры 70 станций, среднее значение похолодания составляет —1,0°. Возврат тепла наблюдается в конце ноя-

бря (с вероятностью 65%). Эти явления, несомненно, имеют ориентировочное значение для составления прогнозов.

В Китае в зависимости от условий циркуляции и степени похолодания в Сибири наблюдается сильная изменчивость месячных аномалий температуры из года в год. Амплитуда январских аномалий на ст. Анда (на северо-востоке Китая) достигает 14,4°, а на юго-западе она не превышает 4° (местами даже меньше 2°). Амплитуда аномалий в зимнем полугодии вообще уменьшается с северо-востока на юго-запад. Малая амплитуда на юго-западе, наверно, связана с устойчивостью циркуляционного режима этого района, находящегося под влиянием Тибетского плато.

Напомним, что аномальные явления нередко наблюдаются не в ограниченной местности, а над всем полушарием. Это, по-видимому, обусловлено аномалией циркуляции в масштабе полушария. Небесполезно привести число суровых зим в Европе и Китае для объяснения взаимосвязи аномалий температуры между различными районами в исторические периоды (табл. 3).

Таблица 3
Число суровых зим (по Чжу Кэ-чжуну [1])

Период (годы)	Китай	Европа	Период (годы)	Китай	Европа
800 — 900	19	11	1200 — 1300	25	26
900 — 1000	11	11	1300 — 1400	35	24
1000 — 1100	16	16	1400 — 1500	10	20
1100 — 1200	24	25	1500 — 1600	14	24

Из таблицы видно, что число суровых зим в этих двух районах изменяется почти параллельно.

Межсуточная изменчивость температуры зимой тоже уменьшается с севера на юг и с востока на запад. Для большинства станций (70%) максимальная межсуточная изменчивость наблюдается в феврале или в марте. Такое распределение межсуточной изменчивости сохраняется и на высоте. Однако абсолютное значение изменчивости увеличивается с высотой. Для выяснения этого в табл. 4 приведены данные, заимствованные из статьи Яна [2].

Таблица 4
Межсуточная изменчивость на ст. Ханко (Центральный Китай)

Высота (мб)	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
На уровне станции	1,38	1,79	2,15	1,93	1,52	1,58	1,21	1,07	1,15	1,25	1,53	1,50
700	2,7	3,2	3,1	2,0	2,1	2,1	1,6	1,4	1,8	2,1	2,0	2,5
500	2,7	2,4	2,6	2,0	2,1	2,2	1,8	1,7	2,0	1,9	2,1	2,4
300	2,9	3,2	2,6	2,7	2,7	2,8	2,1	1,9	2,5	2,6	2,0	3,0

Амплитуда суточного хода температуры на западе и севере страны очень велика. Ее среднее значение превышает 10°, а на крайнем северо-западе даже превышает 16°. Она сравнительно равномерно распреде-

ляется по Центральному и Южному Китаю, где ее среднее значение колеблется в пределах 7—11°. В приморском районе амплитуда быстро уменьшается по мере приближения к морю.

2. Влажность и осадки

В зимнем полугодии Китай находится под влиянием сибирского антициклона и отличается сухой погодой. Однако сухость неравномерно распределяется по всей стране. На карте средней месячной относительной влажности для января (рис. 4) мы видим, что Китай можно разделить на две области. Первая область находится к югу от Хуанхэ и к востоку от 105° в. д. Эта область характеризуется большой влажностью (больше 70%) и ее равномерным распределением. Вторая об-

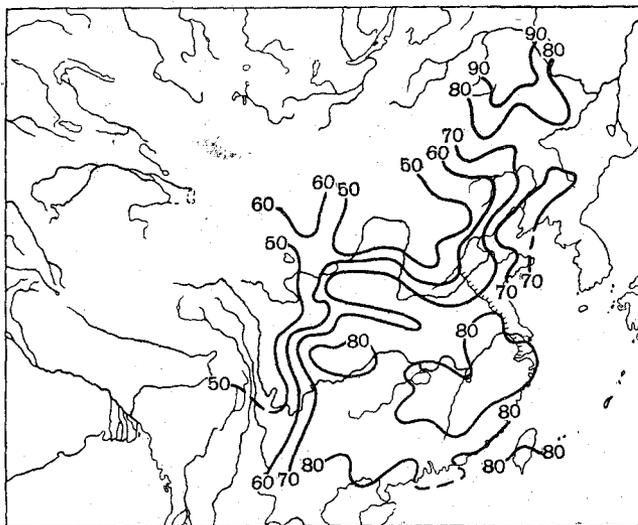


Рис. 4. Карта распределения относительной влажности (%) в Китае. Январь.

ласть находится к северу от Хуанхэ и к западу от 105° в. д. Эта область характеризуется низкой влажностью и многообразием ее распределения. Физические причины образования этих областей заключаются в том, что северная часть второй области находится непосредственно под влиянием сибирского антициклона и подвергается действию очень сухого и холодного воздуха. Однако в ее западной части (к западу от 105° в. д.) вследствие большого повышения рельефа распределение влажности еще сложнее. Здесь зимой преобладает южное течение, под влиянием которого температура сравнительно высока, поэтому относительная влажность соответственно понижается.

Первая область находится в основном под влиянием южной периферии сибирского антициклона. Здесь зимой обычно преобладает течение со значительной восточной составляющей. Это течение приносит влагу с моря. Кроме того, в данном районе велика площадь орошаемых полей, поэтому в приземном слое воздух получает влагу от поверхности земли.

Для рассмотрения распределения сухости необходимо проанализировать карты количества осадков. Средние карты количества осадков зимних месяцев (например, января, рис. 5) очень похожи на годовую карту (рис. 6), по которой Лу Во [3] разделил Китай на три области.

Изогипса 500 мм идет от северо-востока на юго-запад, разделяя Китай на две равные части. Область, лежащая на северо-западе от изогипсы 500 мм, относится к зоне континентального климата, с преобладанием

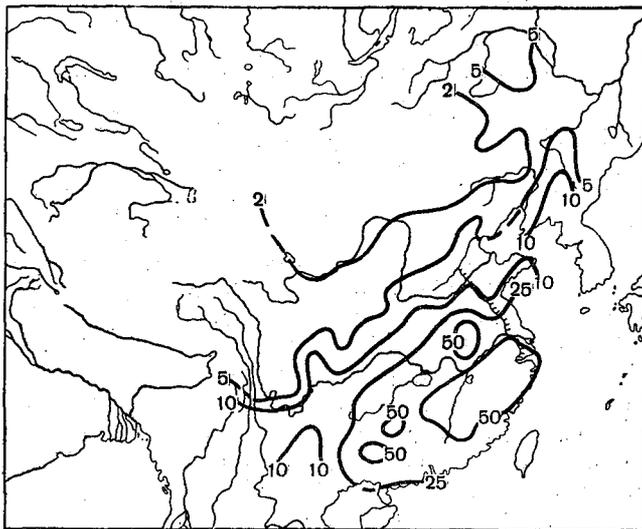


Рис. 5. Карта распределения месячных сумм осадков (мм) в Китае. Январь.

сухой погоды. Область, лежащую на юго-востоке от этой линии, еще можно разделить на две области изогипетой 750 мм, идущей параллельно хребтам Цинлин между Хуанхэ и Янцзы. Эти три области отличаются

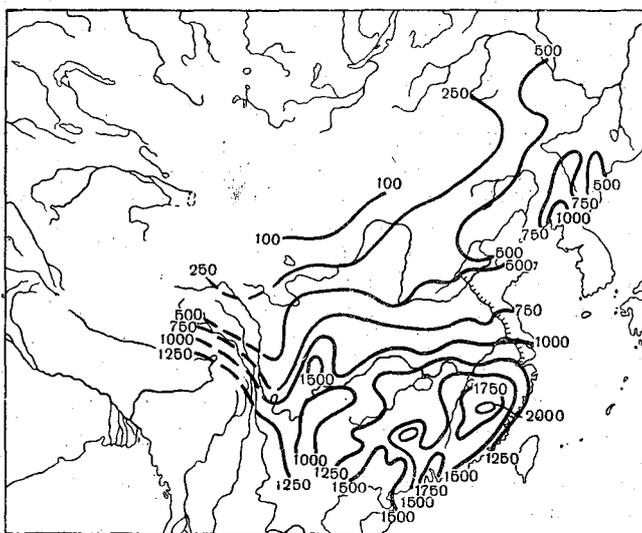


Рис. 6. Карта распределения годовой суммы осадков (мм) в Китае.

друг от друга и по количеству осадков и по годовому ходу. По данным Лу Во [3] мы получили следующую таблицу (табл. 5).

Из таблицы видно, что в северо-западной области зима не представляет собой сухого сезона года. Это еще раз показывает неравномерность распределения сухости в Китае. Однако, вообще говоря, зима

147692

Таблица 5

**Распределение количества осадков по сезонам
(в процентах от годовой суммы)**

Область	Весна	Лето	Осень	Зима	Год (мм)
Северо-западная . . .	25	15	33	30	100
Северная	11	71	16	2	530
Южная	26	38	23	13	1180

в Китае является сухим сезоном и количество зимних осадков составляет лишь незначительную долю годовой суммы.

Средняя карта относительной влажности января в основном соответствует средней карте количества осадков данного месяца (рис. 5). Область большого количества осадков соответствует области высокой относительной влажности, область малого количества осадков — области низкой влажности. Разница между этими двумя картами проявляется главным образом в районе, находящемся между Хуанхэ и Янцзы, где относительная влажность высокая, а количество осадков быстро возрастает с севера на юг. Это можно объяснить тем, что в данном районе восточная составляющая ветра, приносящая влагу с моря, быстро увеличивается с севера на юг. На севере данного района высокая относительная влажность наблюдается лишь вблизи поверхности земли. По мере удаления на юг слой высокой относительной влажности возрастает. На севере температура воздуха ниже, поэтому абсолютная влажность при той же относительной влажности тоже ниже, чем на юге.

Число дней с ясной погодой за каждый зимний месяц и количество осадков соответствующего месяца дают для территории Китая естественно обратное распределение.

Средние карты количества осадков всех зимних месяцев (октябрь—апрель) имеют рассмотренные выше общие черты и между ними разница меньше, чем между средними картами температур зимних месяцев. Тем не менее все же можно наблюдать процессы изменения поля изогипет от месяца к месяцу. В октябре поле количества осадков еще обладает чертами, характерными для осени. На северо-западе страны количество осадков гораздо больше, чем на юго-востоке. Затем центр большого количества осадков перемещается на восток от месяца к месяцу. В декабре он уже доходит до берега моря. В период с декабря по январь зона большого количества осадков находится между р. Янцзы и горными хребтами Наньлин и направлена с западо-юго-запада на северо-северо-восток. С февраля эта зона медленно перемещается на юго-запад в район Наньлина, но общие черты, характерные для зимы, сохраняются. Устойчивость этой зоны связана с устойчивостью географического положения южного струйного течения Дальнего Востока, ибо последнее имеет важное значение для образования зимних осадков в Китае.

Кроме того, в Китае количество осадков отличается большой изменчивостью, превышающей 20% годового количества по всему Китаю. Однако изменчивость в северо-западной и северной областях еще больше, чем в южной. По данным Чжу Кэ-чжена [1], в период 0—1900 г. н.э. в Китае было 984 засухи и 658 наводнений. Со времен Дун-Цзинь и до настоящего времени в среднем в каждое столетие было 49 засух во всем Китае, а в каждой провинции северной области было 8 засух, в каждой провинции южной области только 5 засух. Эти данные позво-

ляют судить, насколько велика изменчивость осадков в Китае, какую большую роль она играет в нашем народном хозяйстве. Но поскольку изменчивость в основном относится к летним осадкам, мы не будем больше касаться этого вопроса.

В зимнем полугодии амплитуда аномалий количества осадков для одноименных месяцев распределяется по территории Китая так же, как и количество осадков. Здесь мы в качестве примера приводим январскую карту амплитуды аномалий количества осадков (рис. 7). Величина амплитуды зимой незначительна.

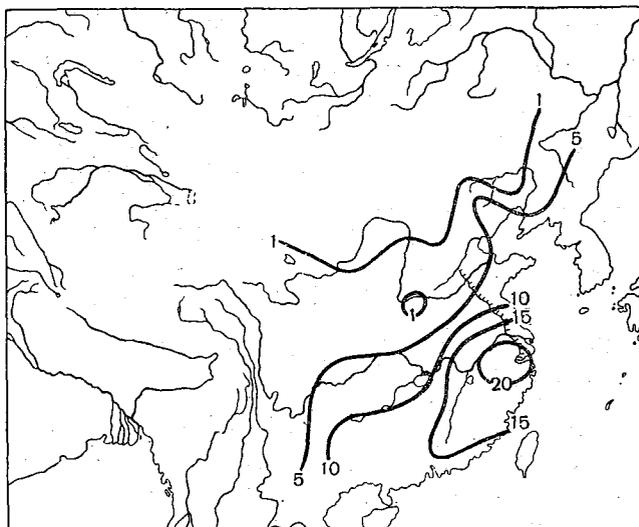


Рис. 7. Карта распределения амплитуды изменения суммы осадков (мм) на территории Китая в январе.

3. Давление, ветры и циркуляция атмосферы

Китай зимой находится под влиянием двух центров действия атмосферы (в смысле климатологических центров действия) — сибирского антициклона и алеутского минимума. Тихоокеанский антициклон, сильно ослабевая и находясь в самой восточной части океана, не оказывает заметного влияния на страну. Экваториальная зона низкого давления расположена далеко на юге и также не может существенно влиять на синоптические процессы в Китае.

Сибирский антициклон, расположенный в районе Байкала—Монголии, имеет большую мощность с давлением в центре, превышающим 1035 мб. От этого антициклона в юго-восточном направлении вытянут мощный гребень, под воздействием которого находится Китай. Следовательно, в зимнем полугодии в приземном слое на территории Китая имеет место антициклоническая циркуляция. В районе севернее Хуанхэ преобладают северные или северо-западные ветры, а в районе южнее Хуанхэ — северо-восточные. На юго-западе страны преобладающие ветры имеют южное направление. Такое распределение преобладающих направлений ветра имеет большое значение для переноса тепла и влаги в нижней части тропосферы. Например, в районе севернее Хуанхэ северо-западные ветры приносят холодный и сухой воздух из центра континента. В район южнее Хуанхэ тепло и влага переносятся с моря ветрами, имеющими восточную составляющую. Поэтому на юге зима более мягкая и влажная, чем на севере.

Барическое поле свободной атмосферы существенно отличается от приземного. На средней карте абсолютной топографии поверхности

500 мб (АТ₅₀₀) для января, составленной Х. П. Погосьяном, видим, что над Китаем преобладает не антициклоническая, а циклоническая циркуляция. Над Северным Китаем высотный ведущий поток имеет северо-западное направление, а над Южным Китаем — западное. Эти два потока образуют мощную зону конвергенции, компенсируя приземную дивергенцию, и играют важную роль в сохранении барического поля на высоте и на земле (в районе Китая). Очевидно, что при таком распределении конвергенции и дивергенции над большей частью территории Китая должен иметь место нисходящий поток.

Сибирский антициклон расположен под юго-западной частью высотной ложбины. Поэтому над Северным Китаем направления высокого и приземного потоков совпадают друг с другом, а над Южным Китаем противоположны друг другу. Противоположность высотного и наземного потоков есть следствие бароклинного характера атмосферы данного района. Это позволяет объяснить частое возникновение возмущений в районе Восточно-Китайского моря. Последние перемещаются на северо-восток и быстро развиваются в циклоны. Они представляют собой механизм сохранения алеутского минимума.

Средние карты абсолютной топографии поверхности 500 мб всех зимних месяцев имеют общие черты. Однако между ними имеются и различия. От октября к январю можно проследить усиление дальневосточной ложбины. Кроме того, можно проследить, как эта ложбина постепенно перемещается от берега моря в район Амура. От января к апрелю наблюдаются обратные процессы.

Наземное поле давления в зимнем полугодии тоже испытывает некоторые изменения, сохраняясь в общих чертах. В октябре сибирский антициклон уже имеет значительную интенсивность и расположен на западе от оз. Байкал. Но в районе Внутренней Монголии еще существует низкое давление. От октября к январю сибирский антициклон продолжает усиливаться и занимает почти всю территорию Китая. Центр его перемещается в Монголию. От января к апрелю происходят процессы, обратные вышеуказанным. Циркуляция изменяется соответственно барическому полю.

Теперь перейдем к рассмотрению скорости ветра. Скорость ветра зимой вообще увеличивается с высотой в несколько раз. В качестве примера рассмотрим данные табл. 6 для ст. Гонконг.

Таблица 6

Скорость ветра в Гонконге							
Высота (км)	0	1	2	3	4	5	6
Скорость ветра (км/час)	5	5	6	8	11	14	20

Скорости ветра в приземном слое на северо-востоке, в районе Приморья и Юго-Восточного Китая значительно больше, чем в глубине континента, особенно на северо-востоке. Этот район расположен в зоне большого температурного контраста и отличается большой повторяемостью циклонов по сравнению с другими районами Китая, а следовательно, и большей скоростью ветра.

Годовой ход скорости ветра в Китае имеет максимум весной. По мнению китайских синоптиков, такая скорость ветра весной обусловлена турбулентной передачей количества движения сверху вниз, так как весной на высотах еще сохраняется большая скорость ветра, а стратификация воздуха становится неустойчивой вследствие нагревания от поверхности земли. Поэтому обычно днем дует сильный ветер, а ночью очень тихо. Другая причина этого явления заключается в том, что весна отличается большой циклонической деятельностью (см. п. 5).

В Китае имеют место значительные месячные аномалии давления. В качестве примера приводим табл. 7.

Таблица 7

Амплитуды аномалий давления (мб) по месяцам

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Харбин	3,20	9,10	5,50	4,80	4,90	5,90	6,00	5,40	4,40	5,50	7,00	6,14
Ухан	6,26	4,20	6,10	4,30	2,70	3,50	3,41	3,30	3,70	2,80	4,00	4,70

Как видно из табл. 7, на севере значение амплитуды аномалий среднемесячного давления значительно больше, чем на юге. Годовой ход амплитуды аномалий имеет максимальные значения зимой и летом и минимальные — осенью и весной. Последнее объясняется тем, что интенсивность зимнего и летнего муссонных полей во время самого большого развития сильно изменяется из года в год, а в переходные сезоны она изменяется слабее.

Аномалия одного и того же знака обычно покрывает большую часть страны и даже нередко всю страну. Это, очевидно, обусловливается колебаниями общей циркуляции всего Северного полушария.

На рис. 8 видим, что межсуточная изменчивость наземного давления имеет два максимума (в марте и в ноябре) и два минимума (в июле и в декабре). Максимальные значения изменчивости приземного давления находят на севере Китая, т. е. в районе, где часто проходят циклоны.

В свободной атмосфере межсуточная изменчивость увеличивается с высотой, но характер годового хода сохраняется (табл. 8).

Таблица 8

Межсуточная изменчивость высоты изобарических поверхностей ст. Нанкин

Высота (мб)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
700	21,9	23,2	23,5	23,1	26,5	24,0	22,9	20,1	19,0	16,6	18,8	18,9
500	37,0	42,7	42,3	31,3	34,3	32,4	34,2	29,2	28,0	26,8	32,3	29,7
300	61,4	68,2	66,2	64,3	67,9	52,1	56,9	47,5	51,1	52,0	49,2	50,5

Суточный ход давления в Китае характеризуется двумя волнами. Ниже мы приводим таблицу, показывающую данную особенность (табл. 9).

Таблица 9

Суточный ход наземного давления (мб). Январь (по Лу Во [3])

Станция	Первая волна			Вторая волна		
	время (часы)		амплитуда (мм)	время (часы)		амплитуда (мм)
	макс.	мин.		макс.	мин.	
Нанкин	10	5	2,11	22	15	0,53
Гуйян	10	5	3,03	16	15	0,37

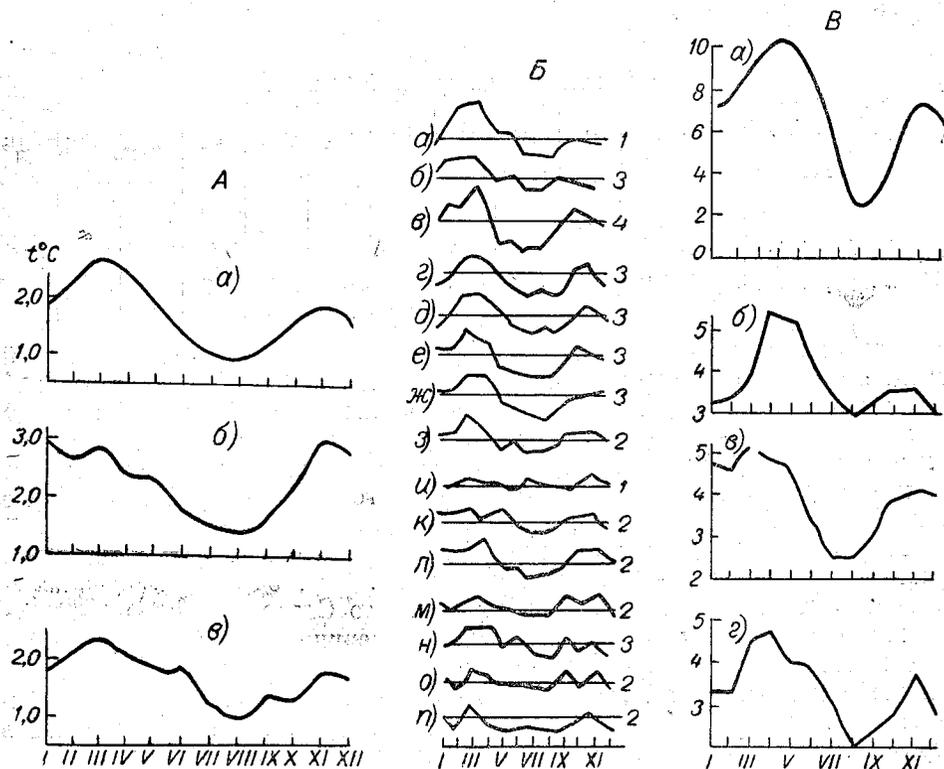


Рис. 8.

A — годовой ход межсуточной изменчивости температуры.

a — Гуйян, б — Чанчунь, в — Нанкин.

B — годовой ход межсуточной изменчивости давления.

a — Тайюань, б — Яньтай, в — Кайфын, г — Чэнду, д — Чунцин, е — Ханькоу, ж — Ичан, з — Шанхай, и — Тэнчун, к — Ланьчжоу, л — Хэньян, м — Кантон, н — Вэньчжоу, о — Сямынь, п — Хайкоу.

B — годовой ход средней месячной скорости ветра.

a — числа циклонов в Китае, б — Шэньян, в — Пекин, г — Цзинань.

4. Воздушные массы и фронты зимнего полугодия

В зимнем полугодии над территорией Китая основные воздушные массы следующие.

1) Континентально-полярная воздушная масса (Pc). Главный очаг Pc находится в районе средней части Сибири и Монголии, т. е. в центре континента Евразии. Вследствие сильного радиационного выхолаживания над снегом наземная температура воздуха снижается до -15 , -14° и формируется весьма холодная воздушная масса. В Сибири Pc представляет собой очень устойчивую воздушную массу, и в ней развивается мощная приземная инверсия. Pc обладает большой сухостью. Удельная влажность этой массы в Хабаровске составляет только $0,4-0,5$ г/кг. Эта воздушная масса часто вторгается в Китай в виде холодных волн или затоков холодного воздуха в тылу небольших циклонов. Строго говоря, после длительного путешествия из Сибири в Китай Pc уже частично трансформирована и ее свойства отличаются от прежних свойств, которыми Pc характеризовалась в Сибири.

2) Трансформировавшаяся континентально-полярная воздушная масса (NPc).

Зимой НРс в Китае имеет наибольшую повторяемость. Существует два подтипа НРс: воздушная масса, пришедшая морским путем и движущаяся над сушей. Последняя (НРс) появляется в Китае, когда антициклон находится в районе Монголии или Северного Китая. НРс, пришедшая на побережье морским путем, появляется в то время, когда антициклон находится в районе северо-востока Китая и Японского моря.

Воздушные массы этих подтипов обладают различными свойствами.

Континентальная НРс теплее, чем Рс на $10-20^{\circ}$ в приземном слое. На высотах она характеризуется сравнительно низкой температурой, так как трансформация еще не достигает высоты 2000 м. Поэтому НРс обладает конвективной неустойчивостью. Однако эта воздушная масса не дает осадков из-за недостатка влажности.

НРс, пришедшая на побережье морским путем, тоже обладает конвективной неустойчивостью вследствие трансформации в приземном слое. При этом она получает большое количество водяного пара от моря. Эта воздушная масса дает осадки при вынужденном подъеме.

3) Морская тропическая масса (Тп).

Тп в основном наблюдается только на самом юге и юго-западе Китая. Изредка она доходит до бассейна Янцзы (на высотах). Тп характеризуется в зимнем полугодии высокой температурой и влажностью по сравнению с другими воздушными массами. На высоте 500 м ее температура на 10° выше, чем в НРс, и на 20° выше, чем в Рс. Удельная влажность Тп на 2—3 г/кг выше, чем в Рс. Поэтому ночью в ней часто образуются слоистые облака. При встречах Тп с НРс часто наблюдаются осадки.

4) Континентально-субтропическая воздушная масса (Тс).

Тс наблюдается в холодном полугодии лишь над юго-западом страны и отличается высокой температурой и низкой относительной влажностью. Ее температура на 8° выше температуры Тс. Стратификация Тс в приземном слое атмосферы близка к сухоадиабатическому состоянию, а выше 1 км она очень устойчива.

Поэтому при Тс в большинстве случаев преобладает хорошая погода.

Осенью и весной в Китае основными воздушными массами являются НРс и Тп. Весной эти две воздушные массы имеют одинаковую мощность. Между собой они взаимодействуют следующим образом: то одна из них «наступает», а другая «отступает», то наступающая становится отступающей. Это часто вызывает изменение погоды и служит главной причиной выпадения осадков.

Осенью НРс сильнее Тп, поэтому нет таких колебаний погоды, как весной, и преобладает хорошая погода.

Разделами между названными воздушными массами являются арктический, полярный и экваториальный фронты. Арктический фронт, играющий зимой главную роль над территорией Китая, представляет собой границу между свежей и трансформировавшейся полярными воздушными массами. Полярный фронт, являющийся основной силой, способствующей выпадению осадков в Китае, представляет собой границу между трансформировавшимися полярной и морской тропической воздушными массами. Экваториальный фронт, существующий в Китае чаще всего летом, является границей между трансформировавшимися полярной (или морской тропической) и экваториально-морской воздушными массами.

В холодном полугодии полярный фронт располагается в Тихом океане и Южно-Китайском море. Он редко вторгается на континент. Это согласуется с картой климатологических фронтов января по

С. П. Хромову. Экваториальный фронт расположен далеко на юге от Китая. Следовательно, на режим погоды зимой влияет в основном один арктический фронт.

Арктический фронт в Китае является холодным фронтом. Он располагается в районе северо-востока Китая и Внутренней Монголии. Его движение на юг часто связано с холодной волной. Дойдя до хребтов Наньлин, фронт задерживается. Свежая полярная воздушная масса за фронтом частично трансформируется в процессе движения. Поэтому фронт уже не представляет собой границы между свежей и трансформировавшейся воздушными массами. Он является границей между двумя массами, обладающими различной степенью трансформации. Такой фронт Чен Швин-чю называет южным вторичным фронтом.

Арктический фронт, являясь границей двух сухих воздушных масс (Pc и Npc), дает мало осадков. Однако южный вторичный фронт играет основную роль в выпадении осадков в данном районе.

При приближении весны морская тропическая воздушная масса постепенно усиливается, а Pc и Npc ослабевают. Следовательно, полярный фронт получает возможность двигаться на северо-запад и начинает играть существенную роль на территории Китая (после апреля).

В зимнем полугодии на юго-западе страны еще существует так называемый куньминский квазистационарный фронт между тропическим, приносящимся сюда южным течением и трансформировавшимся полярным воздухом. Под влиянием этого фронта в провинции Гуйчжоу устойчиво держится пасмурная погода в зимнем полугодии.

Зимой эти фронты соответствуют высотным фронтальным зонам (ВФЗ). Высотное течение над Северным Китаем с преобладанием северных составляющих ветра в зимнем полугодии имеет значительную скорость. Над Южным Китаем наблюдается западное течение с южной составляющей. Два течения над Китаем образуют зону конвергенции. Поэтому зимой в среднем над Северным и Средним Китаем находится климатологическая зона фронтогенеза, под которой образуется арктический и полярный фронты. Арктический фронт образуется там, где северная составляющая скорости резко уменьшается, а полярный фронт образуется там, где встречаются северный и южный потоки. Однако арктический фронт не так устойчив, как показывается на климатологической карте. Это объясняется постоянным изменением и направления и положения северного течения. Зона фронтогенеза арктического фронта образуется тогда, когда на севере холодная адвекция сильнее, чем на юге. Это создает благоприятное условие для сближения свежей, более холодной воздушной массы с менее холодной трансформировавшейся массой. Зона фронтогенеза полярного фронта возникает тогда, когда могут встречаться полярный и тропический воздух. Если арктический фронт быстро движется на юго-восток и встречается с тропической воздушной массой, то арктический фронт превращается в полярный. В этом случае на высотной карте мы видим, что ложбина, направленная с северо-востока на юго-запад, связана с арктическим фронтом и быстро движется к входу большой зоны конвергенции восточной Азии. Следовательно, на высоте выражена лишь одна высотная фронтальная зона, подвергающаяся непрерывной деформации, несмотря на то, что у земной поверхности наблюдается несколько фронтов.

5. Циклоническая деятельность

Синь Сяо-вань [4] еще в 1931 г. указал, что над территорией Китая в изменении погоды главную роль играет циклоническая деятельность. Он разделил циклоны на две группы: тайфуны и внетропические ци-

клоны. Тайфуны появляются только летом и осенью, а зимой почти никакой роли не играют. Следовательно, при изучении режима погоды в зимнем полугодии достаточно рассмотреть внетропические циклоны.

Синь Сяо-вань предложил свою классификацию циклонов по положению их выхода на море. Мы не будем останавливаться на его классификации, а лишь напомним указанный им важный факт, что над восточной Азией траектории циклонов сдвигаются по сезонам. Вообще говоря, зимой траектории циклонов расположены южнее и с меньшей южной составляющей в направлении, чем летом. Это и соответствует средним картам AT_{500} , составленным Х. П. Погосяном [5]. На них видно, что зимой ведущий поток расположен южнее и с более северной составляющей направления (по сравнению с ведущим потоком летом).

О повторяемости циклонов говорит табл. 10 [4].

Таблица 10

Повторяемость циклонов (среднее число случаев)

Автор	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Синь Сяо-вань (1921—1930 гг.)	7,3	8,1	9,3	10,5	9,9	7,8	5,1	2,5	3,4	6,2	7,4	6,6
Фрос (1893—1918 гг.)	3,9	4,4	6,0	6,4	6,1	4,7	2,3	1,4	1,9	3,4	3,7	4,4

По абсолютным значениям данные Фроса гораздо меньше данных Синь Сяо-ваня, так как Фрос при подсчете упустил из виду малые циклоны [4]. Однако общие черты повторяемости явления, по двум авторам, довольно близки. Максимальное значение наблюдается в апреле, минимальное — в августе. По Синь Сяо-ваню, еще получается вторичный максимум в ноябре и вторичный минимум в декабре.

На первый взгляд, этот результат прямо противоположен результату Х. П. Погосяна [5], по которому зимой над континентом восточной Азии циклоническая деятельность должна быть гораздо слабее, чем летом, вследствие того, что зимой над континентом наблюдается зона конвергенции, а летом зона дивергенции. Но мы можем понять это расхождение, если обратим внимание на то, что Погосян взял и внетропические и тропические циклоны, а Синь Сяо-вань и Фрос для подсчета взяли лишь внетропические циклоны. Кроме того, Погосян исследовал циклоническую деятельность по всей восточной Азии, а Синь Сяо-вань и Фрос ограничились только районом Китая. По результатам Синь Сяо-ваня, в зимнем полугодии число фронтальных циклов больше, чем в летнем полугодии. Это связано с тем, что зимой над Китаем температурный контраст значительно больше, чем летом, и что хотя зимой на высоте наблюдается зона конвергенции, но дивергенция может временно заменить конвергенцию, если с запада приходит ложбина. Летом же, когда Китай находится под влиянием тихоокеанского и тибетского антициклонов, создаются неблагоприятные условия для развития циклонов. Весной над Китаем создаются благоприятные условия для циклонической деятельности, пока еще сохраняется значительный температурный контраст. Однако конвергенция при этом сильно ослабевает. Такое условие имеет место и осенью (см. месячные карты AT_{500} Х. П. Погосяна).

Годовой ход повторяемости циклонов, по Синь Сяо-ваню, очень хорошо согласуется с годовым ходом среднемесячной скорости ветра и годовым ходом межсуточной изменчивости давления и температуры

(рис. 8), но из-за неравномерности распределения влажности по сезонам годовой ход количества осадков не так похож на годовой ход повторяемости циклонов. Рассмотренное совпадение еще раз показало связь между изменением погоды и повторяемостью циклонов.

Антициклоническая деятельность в настоящее время мало изучена. На карте повторяемости антициклонов Погосяна [5] видим, что повторяемость антициклонов зимой больше, чем летом. Интересно заметить, что область максимальной повторяемости на январской карте по своей ориентировке, форме и географическому положению совпадает с зоной пучка траекторий антициклонов С. Т. Пагавы [6] для января. Это говорит о том, что зимой антициклоны в Китае большей частью приходят с севера и с северо-запада.

По подсчету Чжан Хуана и Ши Чжу-аня [7], число траекторий антициклонов достигает минимума зимой, несмотря на преобладание антициклонической деятельности в этом сезоне. Весной же число траекторий достигает максимума. Из этого вытекает, что зимой большие по размеру антициклоны движутся медленно; весной, наоборот, размер их небольшой, а скорость перемещения значительная.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ч жу Кэ-ч ж е н. Изменение климата в истории Китая. Гуйфунь, 1933 (на кит. яз.).
2. Ян Цз ин ь-ц у. Характеристики изменчивостей над территорией Китая (на кит. яз.).
3. Лу Во. Общий климат Китая. Изд-во Торговли КНР, 1954 (на кит. яз.).
4. С ин ь С я о-в а н ь. О классификации и характерных особенностях внетропических циклонов восточной Азии. Труды Исслед. ин-та метеорол. Китая, № 3, 1931 (на кит. яз.).
5. Погосян Х. П. Циркуляция атмосферы. Гидрометеоздат, Л., 1952.
6. Основы синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. Под ред. С. Т. Пагавы. Гидрометеоздат, М.—Л., 1940.
7. Ч ж а н Х у а н и Ш и Ч ж у-а н ь. Деятельность антициклонов в Восточной Азии (на кит. яз.).
8. Климатологические материалы Китая. Труды Центр. исслед. ин-та метеорол. Пекин, 1951 (на кит. яз.).
9. Климатологические карты Китая. Труды Центр. исслед. ин-та метеорол. Пекин, 1953.
10. Климатологические материалы Китая. Ин-т геофиз. АН КНР, Пекин, 1951 (на кит. яз.).

НЕКОТОРЫЕ ВЗГЛЯДЫ НА ПРИРОДУ КИТАЙСКИХ МУССОНОВ

В настоящей статье рассматривается ряд вопросов о природе китайских муссонов. Для выяснения географического размещения муссонов и муссонного поля построены карта индексов муссонов, карта изаллобар июля—января и карта отклонения температуры от средней широтной. Эти карты позволяют уточнить имеющиеся соответствующие карты по территории Китая. Обнаружен муссонораздел между Индией и Китаем. Указывается, что над Индией и Китаем происходят принципиально различные процессы образования поля муссонов. Этот раздел возникает под влиянием Тибетского плато. Особое место занимает рассмотрение вопроса о смене муссонов, наступлении и исчезновении южного струйного течения Дальнего Востока.

Результат анализа показал, что не разветвляющаяся роль Тибетского плато, а тепловой баланс играет определяющую роль в возникновении этих явлений. Колебания муссонов изучаются в тесной связи с формами циркуляции Г. Я. Вангенгейма. Приведены объяснения механизма колебания. Кроме того, еще установлены эпохальные изменения муссонов.

Проблема муссонов является одной из важнейших проблем современной климатологии и синоптической метеорологии. Изучение ее имеет особенно большое значение для территории Китая, ибо всем известно, что в Китае от муссонов зависит ряд важных явлений погоды и климата, в том числе и наводнения, засухи. Однако эта проблема недостаточно изучена. До сих пор еще не существует общепризнанной теории о природе муссонов и их географическом распределении. Даже само явление понимается различными авторами по-разному. В данной работе мы не имеем возможности дать полный анализ всех сторон этой проблемы, а можем рассмотреть только некоторые из них на основе материалов, полученных из китайских источников.

1. Географическое размещение муссонов по Китаю

Прежде чем приступить к рассмотрению этого вопроса, мы ссылаемся на морфологическое определение муссонов по С. П. Хромову [5]: «Муссоны — это такой режим течений общей циркуляции атмосферы в большой географической области, при котором ветры одного направления (квадранта, октанта) в каждом месте этой области резко преобладают над остальными, а само преобладающее направление ветра от зимы к лету и от лета к зиме меняется на противоположное или близкое к противоположному». С этой точки зрения можно представить географическое размещение муссонов путем построения карты индекса муссонов. Индекс муссонов есть количественное выражение поворота преобладающего направления ветра противоположных сезонов. Для вычисления таких индексов составлена следующая формула по принципу, изложенному в книге М. Шика [6]:

$$I = (\Pi_{\text{я}} - \Pi_{\text{и}}) + (\Pi'_{\text{и}} - \Pi'_{\text{я}}).$$

Здесь I обозначает индекс муссонов, Π — повторяемость (в процентах) преобладающего направления — ветра зимнего муссона (для Китая это северо-западное или северное направление), Π' — повторяемость преобладающего направления летних муссонов (для Китая это юго-восточное или южное направление ветра). Буква «я» обозначает январь, «и» — июль. Для выяснения процесса вычисления приводим следующий пример.

Повторяемости направлений ветра на станции Кантон:

	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
Январь	65,1	3,2	4,1	5,6	5,0	0,5	0,2	2,1	14,2
Июль	2,5	4,1	20,3	25,9	27,2	6,0	3,0	3,4	7,6

Здесь Π — северное направление, Π' — южное направление.

$$\Pi_{\text{я}} - \Pi_{\text{и}} = 65,1 - 2,5 = 62,6, \quad \Pi'_{\text{и}} - \Pi'_{\text{я}} = 27,2 - 5,0 = 22,2.$$

$$I = 62,6 + 22,2 = 84,8.$$

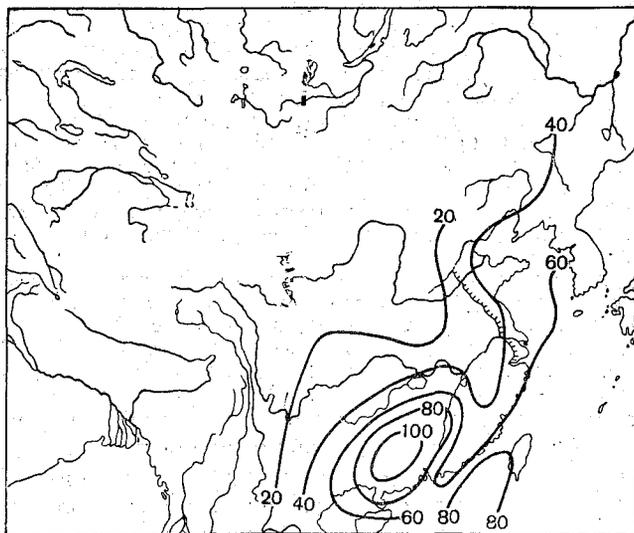


Рис. 1. Карта индекса муссонов.

Поскольку в книге Шика не приведена карта распределения муссонов на земном шаре, нам пришлось вычислить индексы муссонов для Китая. Они вычислены только для областей, которые Хромов [5] характеризует, как муссонные области. В этих областях, по мнению Хромова, на большинстве станций поворот преобладающего направления ветра от зимы к лету или от лета к зиме составляет не меньше 120° . К такой области относится юго-восточная половина Китая. Затем, нанося значения индексов на чистый бланк и проводя изолинии через каждые 20, получаем карту индекса муссонов.

За индекс муссонов Хромов принял полусумму повторяемостей преобладающих направлений ветра января и июля как меру, характеризующую устойчивость муссонов. По этой мере он построил карту географического распространения муссонов в 1950 г. [4]. Потом он сделал некоторые поправки и заново опубликовал эту карту [5] (рис. 2). Построенная нами карта (рис. 1) сходна в общих чертах с обеими картами Хромова. Интенсивность муссонов на трех картах убывает с юго-востока страны на северо-запад. Однако вторая карта Хромова имеет следующие отличия по сравнению с нашей картой и его первой картой.

Во-первых, на его второй карте повторяемость муссонов над Южным Китаем гораздо меньше, чем над прилегающим к нему морем, а на

остальных двух картах Южный Китай является областью самого интенсивного развития муссонов. Муссоны там более выражены, чем над морем. Последние карты оказались более близкими к действительности. Известно, что на северо-западе и на севере Китая преобладает

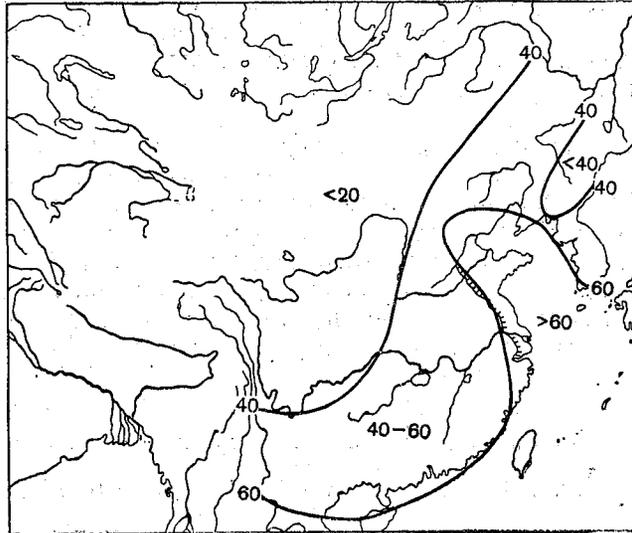


Рис. 2. Географическое распределение муссонов (по С. П. Хромову).

Цифры на карте обозначают повторяемость муссонов (%).

типичный континентальный климат. В этих районах амплитуда годового хода среднемесячного приземного давления превышает 25 мм, что является максимальным значением в мире (рис. 3). Однако над морями

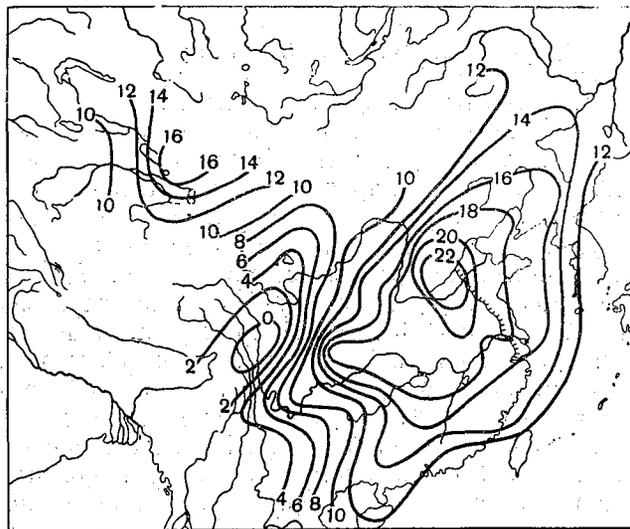


Рис. 3. Карта изаллобар июля — января (мм).

и океаном, находящимися на юго-востоке от Китая, указанная амплитуда незначительна. Следовательно, в Юго-Восточном Китае, расположенном между вышеупомянутыми двумя районами, имеет место наибольшее сезонное изменение градиентов давления и наиболее выраженная муссонность.

Во-вторых, на второй карте Хромова над районом низовья Хуанхэ наблюдается максимальное значение повторяемости муссонов, а на нашей и его первой картах устойчивость муссонов незначительна. Вторая карта Хромова кажется недостаточно точной потому, что низовье Хуанхэ расположено близко к оси наземного гребня зимой, а летом — к центру низкого давления. Там амплитуда годового хода градиентов давления незначительна. Следовательно, над низовьем Хуанхэ муссонные явления не должны быть более выражены, чем над Южным Китаем.

Кроме того, на нашей карте на берегу Южного Китая наблюдается зона малой повторяемости муссонов. В этой зоне даже имеются небольшие районы, которые нельзя отнести к муссонным областям. Так, например, на ст. Гонконг почти не наблюдается поворота преобладающего направления ветра, а круглый год преобладает восточный ветер.

Такая зона отсутствует на обеих картах Хромова. На нашей карте из-за недостатка материалов мы не можем точно определить границы этих «немуссонных» районов. Поэтому они не выделены из окружающих их муссонных областей.

Таблица 1

Преобладающее направление ветра на ст. Гонконг

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Преобладающее направление	В	В	В	В	В	В	В	В	В	В	В	В
Повторяемость (%)	51	55	64	63	50	29	28	25	39	48	42	44

Причина этого явления, вероятно, заключается в местном орографическом влиянии или бризовой циркуляции. Однако это трудно утверждать без достаточно подробных материалов.

2. Муссонное поле

По методу В. В. Шулейкина [6] нами были построены карты изаллобар (на уровне станции) от месяца к следующему за ним месяцу и от января к июлю для территории Китая. Как известно, изменение давления на единичной площади характеризует изменение массы воздуха в вертикальном столбе над этой площадью. Изменение массы воздуха имеет принципиальное значение для изучения формирования и разрушения так называемых центров муссонного поля. Карты изаллобар легко построить, так как у нас есть многолетние среднемесячные данные наземного давления по Китаю. Например, за значение изменения давления от января к июлю для ст. Шанхай мы берем разность наземного давления между январем и июлем данной станции, т. е. $771,10 - 752,69 = 18,41$ мм. Таким же образом найдем значения изменения давления для ряда станций Китая. Нанесем найденные значения на чистый бланк и проведем изолинии. Так были получены наши карты изаллобар. Однако у нас не было данных о наземном давлении и поэтому пришлось вычислить наземные давления по обычным климатологическим картам, на которых давление уже приведено к уровню моря.

Мы сравниваем нашу карту изаллобар июля — января (рис. 3) с той же картой Н. Л. Бызовой (рис. 4). Океанская часть данной карты построена Т. В. Бончковской. На этих двух картах имеются общие черты, т. е. в Китае от июля до января наблюдается сильное повышение давления, а повышение давления на северо-западе Китая и в районе

Внутренней Монголии имеет относительно небольшое значение, совпадая с муссоноразделом Шулейкина. Следует отметить, что центр наибольшего повышения давления не только не совпадает с областью наибольшего понижения температуры от лета к зиме, но отстоит от него более чем на 10° широты (такая картина и имеет место в нижней половине тропосферы). Это свидетельствует о существовании динамического фактора в образовании муссонного поля в Китае.

Между этими двумя картами обнаружены также отличия. Прежде всего над юго-западом Китая от лета к зиме наблюдается только незначительное повышение давления, не превышающее 3 мм. Местами даже появляется падение давления. Многолетний средний годовое ход давления данного района тоже отличается большим своеобразием (рис. 5). Эту зону можно назвать муссоноразделом между Индией

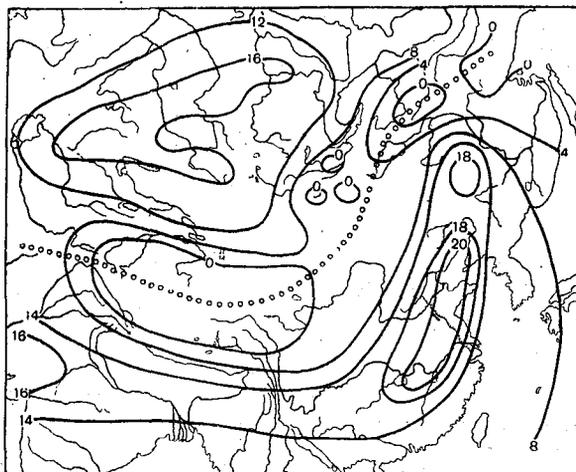


Рис. 4. Карта изаллобар июля—января по Н. Л. Бызовой (в десятках тонн на квадратный метр).

и Китаем, который еще лучше выражен, чем общий муссонораздел Шулейкина. Но на карте Н. Л. Бызовой это не так четко выражено. Китай и Индия у нее объединяются в одну общую область с двумя отдельными центрами. По этой карте Шулейкин сделал нечеткий вывод, что над Китаем и Индией «преобладает летний муссон» [6]. Нечеткость вывода Шулейкина состоит в следующем.

Во-первых, в Китае зимний муссон сильнее летнего, а не наоборот. Лу Во указал: «В Китае зимний и летний муссоны четко выражены, причем первый сильнее последнего» [11].

Во-вторых, динамические и термические процессы над этими двумя районами отличаются друг от друга. Над Китаем зимой адвекция холода играет первостепенную роль, а над Индией роль холодной адвекции значительно слабее. Над Китаем зимой, как показывает Х. П. Погосян [7], находится зона конвергенции двух течений с различными термическими свойствами, а летом — зона дивергенции. Над Индией, наоборот, зимой слияние таких мощных течений отсутствует, а летом находится экваториальная конвергентная зона.

В-третьих, Шулейкин не упоминал о влиянии орографии. Как известно, вследствие наличия Тибетского плато над Индией зимой высотное течение вынуждено сдвигаться на юг. В связи с этим возникает циклонический вихрь над восточным краем плато (по закону сохра-

нения абсолютного вихря скорости). Поэтому в холодном полугодии над юго-западом Китая, т. е. на восточном склоне Тибетского плато, постоянно наблюдается циклоническая кривизна изогипс. Летом вследствие того что нагревание над плато сильнее, чем в окружающей его свободной атмосфере, возникает высотный термический антициклон и над данным районом наблюдается антициклоническая кривизна изогипс. Такое противодействие динамического фактора термическому приводит к уменьшению падения давления от зимы к лету, и даже возможно появление обратного знака изменения давления. Таким образом создается муссонораздел между Китаем и Индией, исключаящий возможность соединения их в одну общую муссонную область.

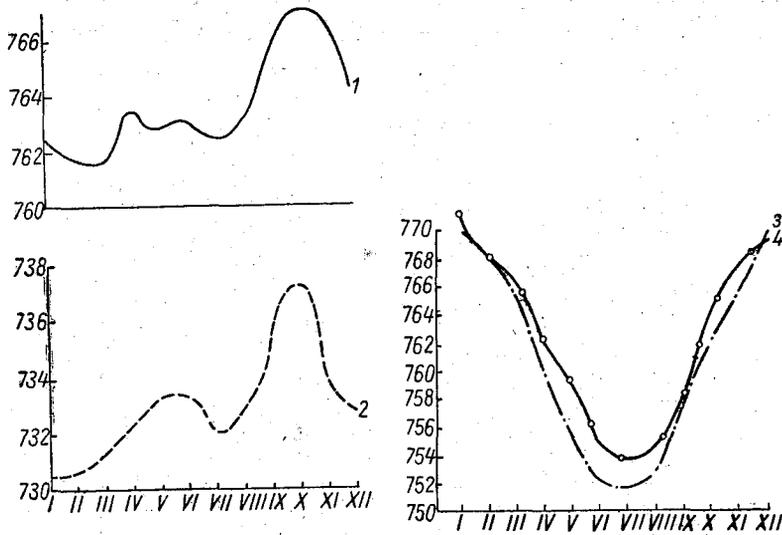


Рис. 5. Годовой ход среднего месячного давления. В западной части Китая (1 — Кантон, 2 — Дулянь) и в восточной части Китая (3 — Пекин, 4 — Шанхай).

С целью анализа термического свойства муссонного поля нами были составлены карты отклонения температуры от ее широтного среднего значения для января, апреля, июля и октября по методу Шулейкина [6]. На этих картах зимой положительная аномалия в основном характеризует преобладание влияния моря над влиянием континента, а отрицательная аномалия — преобладание влияния континента над влиянием моря. Летом имеет место обратное соотношение. На картах видно, что летом весь Китай занимает область положительной аномалии температуры. Значение отклонения на северо-западе превышает 10° , а на юго-востоке оно незначительно (меньше 2°). Однако положительная аномалия температуры в Китае не означает превышения влияния континента над влиянием океана в июле для всей его территории, ибо в разгаре лета не только на континенте, но и в западной части океана (южнее 25° с. ш.) имеет место положительное отклонение. Тем более в восточной половине Китая в летнем полугодии преобладает южное течение, которое приносит тепло из районов более низких широт. Поэтому малое значение положительного отклонения в данном районе показывает преобладание океана.

Зимой в Китае имеет место отрицательное отклонение, кроме юго-западной части страны, где наблюдается положительное отклонение (рис. 6). Это отклонение из-за недостатка материалов на упомянутой

статьи, для территории Китая получаем три района с различными особенностями термического поля:

1) Юго-восток и восточное приморье. Это типичная муссонная область, где зимой влияние континента превышает влияние океана, а летом, наоборот, влияние океана превышает влияние континента.

2) Юго-запад. Это район муссонораздела. Здесь зимой влияние океана превышает влияние континента, а летом влияние континента превышает влияние океана.

3) Север и северо-запад. Это район континентального климата. Здесь круглый год преобладает влияние континента.

3. Разветвление струйного течения и смена муссонов

Вопрос о смене муссонов имеет крайне важное значение и для теоретического выяснения физической природы муссонов и для практического решения задачи предсказания ряда важнейших явлений погоды, связанных с муссонами. Смена муссонов имеет непосредственную связь с южным струйным течением восточной Азии. Поэтому рассматриваем их вместе.

Как известно, в зимнем полугодии над восточной Азией существуют два струйных течения, одно из которых расположено к северу, а другое к югу от Тибетского плато. Эти два струйных течения сливаются над районом Японии и образуют над Китаем громадную зону конвергенции, которая представляет собой один из важнейших динамических факторов в формировании муссонного поля в зимнем полугодии. Роль южного струйного течения до сих пор недостаточно выяснена. Выше было указано, что муссонораздел между Индией и Китаем возникает под его влиянием. На это указывает и тот факт, что даты установления и исчезновения южного струйного течения совпадают с датами смены муссонов. М. Рахматуллах [15] и другие авторы убедительно показали механизм прямой связи между ветвью струи и сменами муссонов в Индии.

В настоящее время распространено мнение, что южное струйное течение возникает главным образом в результате орографического влияния Тибетского плато. Ряд авторов [9, 10 и др.] считает, что в зимнем полугодии, когда струйное течение западной Азии смещается на юг в широтную зону, где находится Тибетское плато, оно, «ударяясь о горы, делится на две ветви» [9], или, другими словами, «в нижней части тропосферы, обтекая Тибетское нагорье, образует две ветви — южную и северную» [10].

Если такое мнение было бы правильным, то смена муссонов также в основном зависела бы от так называемой «разветвляющей роли» Тибетского плато и возникла бы необходимость пересмотреть все имеющиеся теории о муссонах с точки зрения влияния орографии. На наш взгляд, такой пересмотр является несостоятельным по следующим соображениям.

Во-первых, если высказанная точка зрения правильна, то в зимнем полугодии к западу от Тибетского плато должно было бы существовать лишь одно струйное течение, которое под влиянием Тибетского плато разделялось бы на две ветви. Это не соответствует действительности, ибо в данном районе наблюдаются тоже два струйных течения, причем струйное течение северной Европы — Сибири соединяется с северной ветвью струйного течения Дальнего Востока и они вместе образуют Арктическое струйное течение континента Евразии. Струйное течение Северной Африки соединяется с южной ветвью и они вместе образуют полярное струйное течение. Такое распределение струйных течений очень четко показано на январской карте повторяемости струй-

ных течений Х. П. Погосяна (рис. 8). На карте имеют место две зоны максимального значения повторяемости, которые соответствуют вышеуказанным двум струйным течениям. Ежедневные синоптические карты подтверждают наше мнение. Для выяснения этого мы приводим AT_{500} за 03 часа 22 января 1958 г. (рис. 9). Струйные течения — это зоны

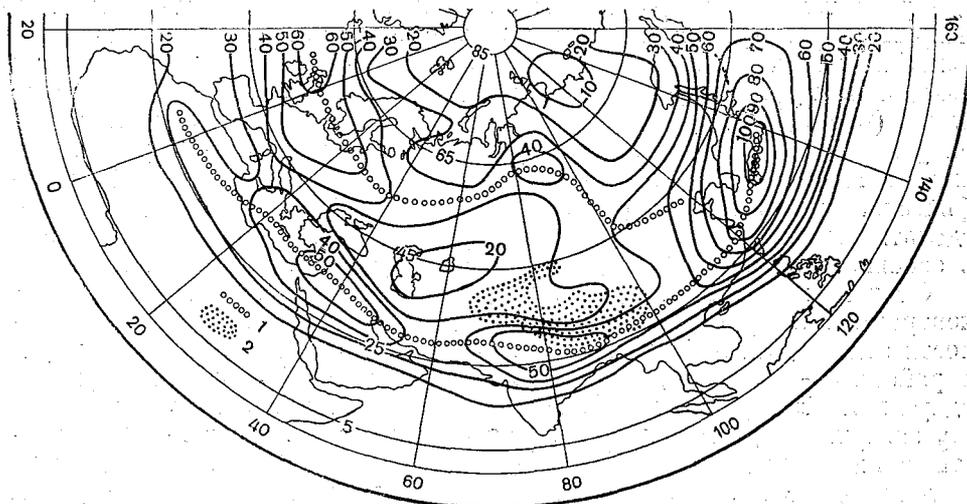


Рис. 8. Повторяемость струйных течений на уровне 300 мб. Январь 1956 г. (по Х. П. Погосяну).

1 — зона наибольшей повторяемости струйных течений, 2 — район Тибетского плато.

наибольшего сгущения изогипс. На карте мы видим две такие зоны. Эти две зоны существуют и на востоке, и на западе от Тибетского плато, причем северная зона расположена далеко от данного плато. Следовательно, никакой разветвляющей роли этого плато не наблюдается.

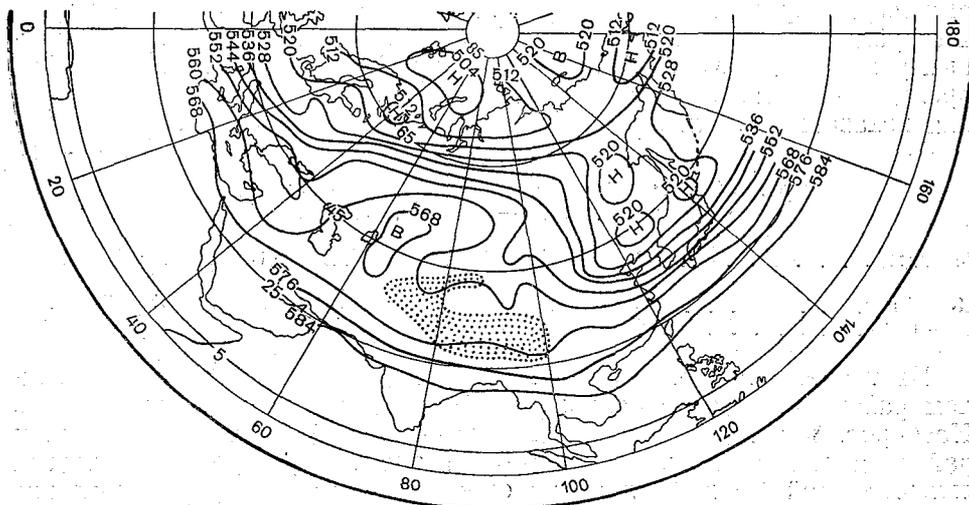


Рис. 9. Карта AT_{500} . 03 часа 22 января 1958 г. Точками обозначен район Тибетского плато.

На упомянутой карте Погосяна еще более убедительным является то, что в Средней Азии, т. е. на северной стороне Тибетского плато, значение повторяемости достигает минимума, а здесь должно было бы

наблюдаться максимальное значение, если бы осуществлялось разветвление, вызываемое влиянием плато.

Во-вторых, если указанное мнение правильно, то южная ветвь в зимнем полугодии наблюдалась бы только при условии, когда струйное течение на западе от плато находится в широтной зоне 35—43° с. ш., где расположена западная часть Тибетского плато. Здесь возникает непримиримое противоречие, так как, с одной стороны, струйное течение на западе от плато в зимнем полугодии не стационарирует в этой зоне, а постоянно перемещается. Иногда оно расположено далеко от плато (рис. 9). С другой стороны, южная ветвь в этот период характеризуется большой устойчивостью, как показывают все авторы, изучавшие и изучающие ее. Южная ветвь почти не изменяет своего географического положения в течение всего существования. Отсюда можно сделать вывод, что существование южной ветви струйного течения в основном не зависит от разветвляющей роли Тибетского плато.

От чего же зависит существование южной ветви? Оно зависит от контраста температуры, который обусловлен тепловым балансом поверхности земли. Для выяснения этого важно изучить термические условия в районе 35—80° в. д., 20—60° с. ш., ибо здесь находится верховье «двух ветвей» струйного течения Дальнего Востока. Можно установить эту зависимость, если удастся подтвердить, что именно в период существования южной ветви (ноябрь — апрель) в данном районе на юге от линии 40° с. ш., проходящей через западный конец Тибетского плато, находится зона максимального значения контраста температуры, а в летний период, когда отсутствует южная ветвь, такого контраста не наблюдается. С этой целью мы приблизительно вычислили годовой ход меридионального градиента суммарной солнечной радиации для данного района по «Атласу теплового баланса» М. И. Будыко. Этот район расположен почти целиком на континенте в зоне пустынь и полупустынь. Поэтому можно принять, что здесь градиент суммарной солнечной радиации соответствует градиенту температуры или градиенту $\frac{\partial T}{\partial x}$, т. е. соответствует положению струйного течения. Для представления меридионального перемещения зоны наибольшего градиента и струйного течения относительно Тибетского плато мы разделим данный район на две части с граничной линией вдоль 40° с. ш. Эта линия проходит через западный конец Тибетского плато. Результаты вычисления показаны в табл. 2.

Таблица 2

Средний годовой ход суммарной радиации в районе
35—80° в. д., 20—60° с. ш. (ккал/см²)

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
20—40° с. ш.	8	8	8	6	1	0	0	0	0	6	7	7
40—60° с. ш.	4	4	4	4	5	6	6	7	8	7	5	4

Из таблицы видно, что в летний период (июнь — сентябрь) в южном районе исчезает меридиональный градиент и струйное течение. Наоборот, в зимний период (ноябрь — апрель) градиент в южном районе в два раза больше, чем в северном. Переходными месяцами являются май и октябрь. В эти месяцы имеет место установление и исчезновение южной ветви струйного течения. С установлением и исчезновением южной ветви в свою очередь связана смена муссонов.

Следует отметить также, что в октябре и мае общая циркуляция атмосферы в северном полушарии тоже испытывает коренное преобразование. Как показывает ряд авторов (Х. П. Погосян и др.), средние месячные карты абсолютной топографии поверхности 500 мб зимних

месяцев (ноябрь — апрель) близки друг другу. Подобны одна другой карты и летних месяцев (июль — сентябрь). Лишь карты мая и октября имеют яркий переходный характер. Это отражено и в годовом ходе повторяемости типов циркуляции атмосферы для тихоокеано-американского сектора, предложенных А. А. Гирсом [2], [3].

Таблица 3

Средняя многолетняя повторяемость (число дней) типов циркуляции атмосферы для тихоокеано-американского сектора по месяцам

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
M ₂	19	20	16	14	11	6	3	4	6	10	15	20
M ₁	4	4	6	7	9	17	18	13	9	5	3	2

На основании вышесказанного мы можем прийти к заключению, что смена муссонов, установление и исчезновение южного струйного течения Дальнего Востока, как звенья общей циркуляции атмосферы, в основном определяются годовым ходом теплового баланса поверхности земного шара. Последний, как указано выше, имеет сезонную перестройку в мае и октябре. Орографическое влияние Тибетского плато не играет определяющей роли в создании вышеупомянутых явлений. Оно увеличивает конвергенцию изогипс зимой и влияет на муссонное поле Дальнего Востока. Тибетское плато служит также основной причиной стационарирования (но не возникновения) южного струйного течения. Южное струйное течение под влиянием плато образует бенгальскую ложбину, которая вызывает возмущение муссонного поля, т. е. муссонораздел между Индией и Китаем. Нужно отметить, что в свою очередь влияние орографии тоже зависит от сезонного изменения теплового баланса в масштабе полушария, ибо тепловой баланс определяет стратификацию воздуха и положение струйного течения относительно плато.

4. Аномальное развитие муссонов

Муссоны — это не абстрактное понятие, а явление, связанное с конкретными синоптическими процессами. Поэтому нельзя ограничиваться изучением только многолетних средних данных, а необходимо исследовать также ежемесячные и ежедневные материалы. При анализе этих материалов с первого взгляда ясно, что даже в центральной части муссонной области в кульминационные периоды их развития (январь и июль) наблюдается отчетливо выраженная аномалия преобладающего направления и скорости ветра. В качестве примера приведем табл. 4.

Таблица 4

Преобладающее направление ветра и его повторяемость (проценты) для ст. Кантон (индекс муссонов 84.8)

Год	1913	1914	1915	1916	1917	1918	1919	Норма	
Ян-варь {	Преобладающее направление	N	E	NNE	N	NNE	NNW	N	NNE
	Повторяемость	32	21	22	23	36	57	25	39
Июль {	Преобладающее направление	E	E	SE	ESE	ESE	SE	E	SE
	Повторяемость	26	21	26	37	22	30	23	36

Аномалия скорости ветра выражена более ярко, чем аномалия преобладающего направления ветра. Это значит, что муссонное явление

в отдельные годы, отдельные месяцы и отдельные дни находится в постоянном колебании. Несомненно, что аномалия развития муссонов, проявленная в аномалии полей температуры, давления, преобладающего направления и скорости ветра, тесно связана с аномальным развитием форм общей циркуляции атмосферы. Поэтому целесообразно изучать эти явления в связи с формами циркуляции Г. Я. Вангенгейма. Для этого нами по методу, широко применяемому в работах школы Вангенгейма, построен ряд интегральных кривых, показывающих аномальность развития названных явлений за длительный период. Приступим к анализу некоторых из этих кривых.

На рис. 10 показывается, что интегральные кривые аномалий числа

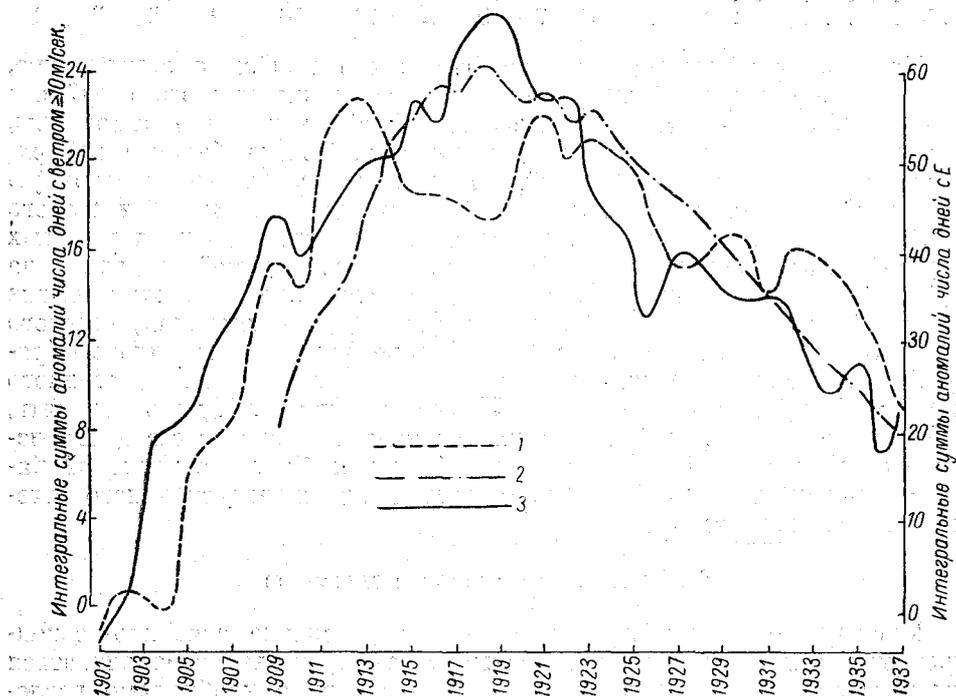


Рис. 10. Интегральные кривые аномалий числа дней с сильным ветром в Шанхае (1) и в Чанчуне (2), с формой Е (3). Январь.

дней с сильным ветром ($W \geq 10$ м/сек.) в январе на станциях Шанхай и Чанчунь и интегральная кривая аномалий числа дней с формой Е в данном месяце согласуются между собой.

Сравнение интегральных кривых аномалий числа дней с формой Е для марта, аномалий даты окончания периода с температурой ниже 5°C (она большей частью наблюдается в марте) и числа дней с температурой ниже 5°C на ст. Шанхай показывает, что они хорошо повторяют друг друга (рис. 11).

Эти факты подтверждают зависимость аномалий развития муссонов от аномалий развития форм циркуляции атмосферы. Соотношение между повторяемостью волн холода и аномальностью развития форм циркуляции еще более убедительно показывает эту зависимость.

В зимнем полугодии адвекция холода из Сибири имеет крайне важное значение для территории Китая. Она является главной причиной похолодания и важнейшим звеном зимнего муссона в Китае. Сильные вторжения холода вызывают нередко понижения температуры более чем на 10° и повышения давления более чем на 10 мб за сутки на боль-

шей части или на всей территории страны. Такая мощная адвекция холода называется волной холода. Число волн холода в зимнем полугодии зависит от типа циркуляции атмосферы Z (прямая зависимость) и типа M_2 (обратная зависимость) в период с декабря по февраль (рис. 12). Понятно, что волны холода неотделимо связаны с преобразованием общей циркуляции атмосферы и с циклонической деятельностью в Сибири. Как показывают некоторые авторы [11], [12], волны холода осуществляются только в западной части мощных циклонов. При типе M_2 основная ложбина Дальнего Востока очень устойчива. Она мешает преобразованию атмосферной циркуляции над восточной Азией. Кроме

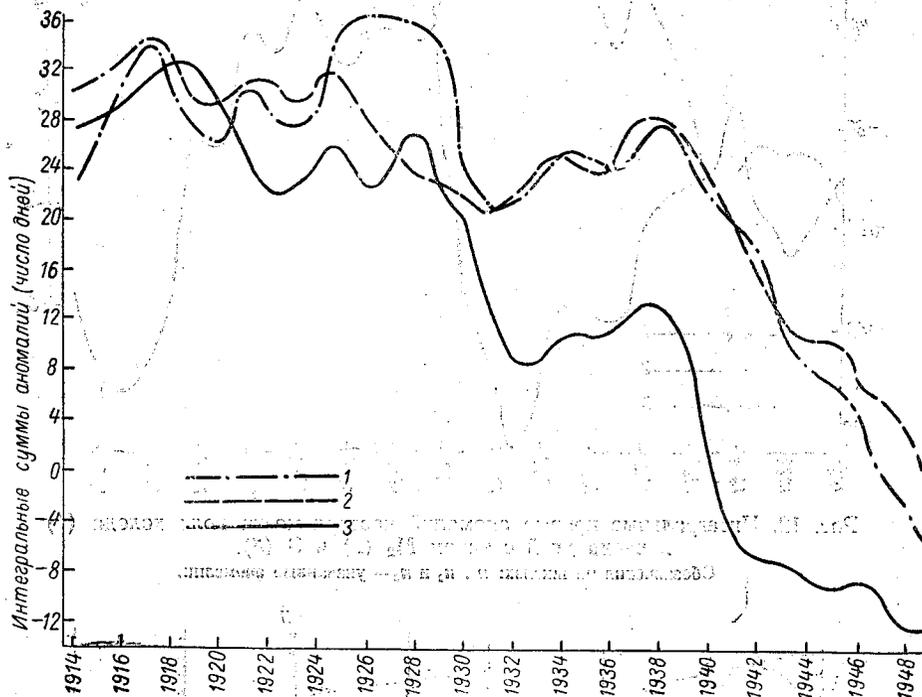


Рис. 11. Интегральные кривые аномалий даты окончания периода с $T < 5^\circ$ (1), числа дней с $T < 5^\circ$ в марте (2) и числа дней с формой Е в марте (3).

того, при M_2 сибирский антициклон сильно развит и на континенте нет заметной циклонической деятельности, которая способна вызывать появление волн холода в Китае.

На высоте волна холода сопровождается прохождением мощной ложбины, по западной периферии которой вторгается в Китай холодный воздух, а по восточной — теплый воздух. На земле имеет место соответствующее прохождение холодного фронта, за которым осуществляется холодное вторжение. Перед холодным фронтом наблюдается адвекция тепла. Поэтому на высоте и на земле ход температуры имеет волнообразный характер, отражая колебание интенсивности зимних муссонов. Такой ход температуры можно представить с помощью схемы Хромова (рис. 13) [13]. Однако к этой схеме необходимо добавить влияние термической адвекции перед и после прохождения холодного фронта (рис. 13).

Выше уже говорилось, что над Дальним Востоком в мае наблюдается наступление летних муссонов и отступление зимних. Для выяснения зависимости этого важного явления от форм циркуляции атмосферы мы построили интегральные кривые аномалий дат наступления

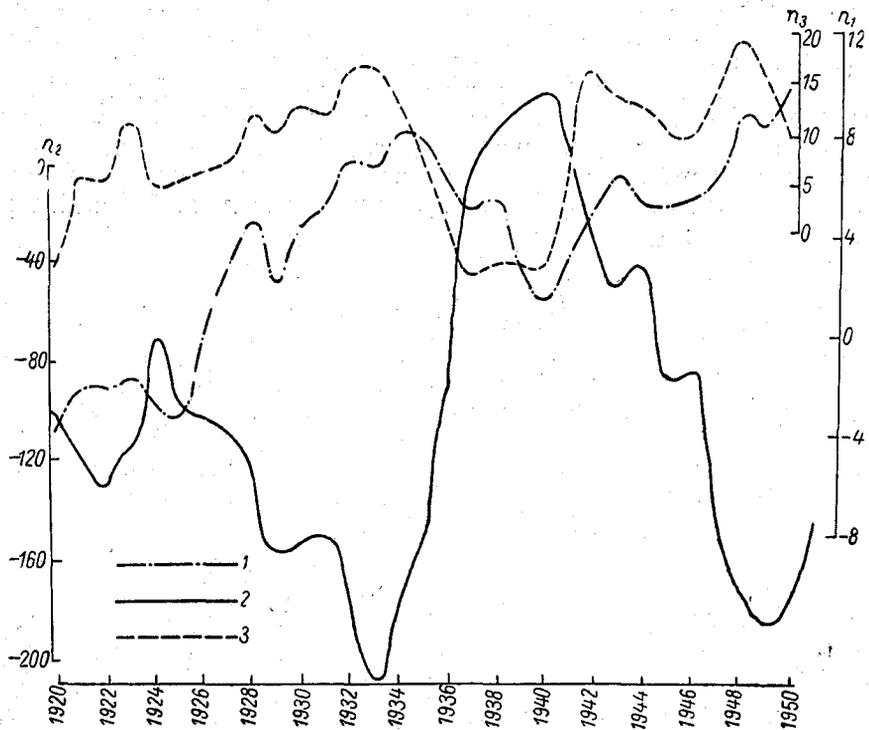


Рис. 12. Интегральные кривые аномалий повторяемости волн холода (1) и числа дней с типом M_2 (2) и 3 (3).
 Обозначения на шкалах: n_1 , n_2 и n_3 — указанные аномалии.

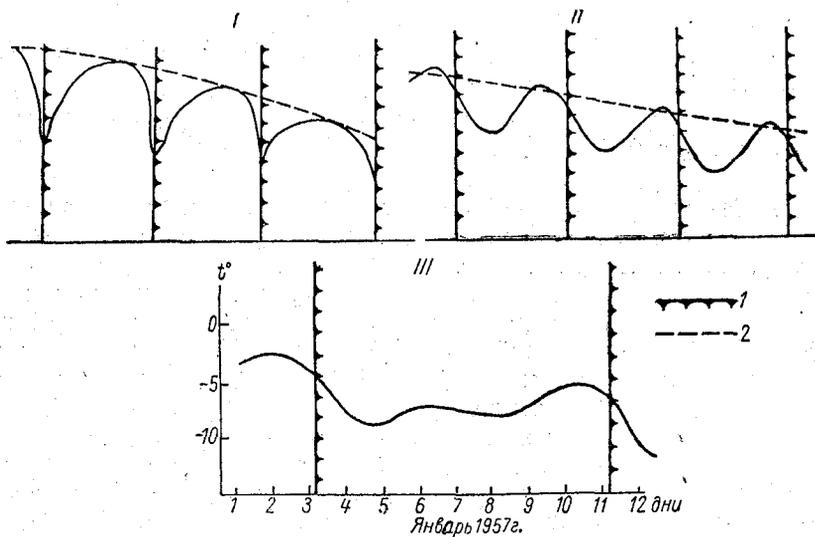


Рис. 13. Схемы хода температуры при холодных вторжениях и их последующей трансформации.
 I — схема С. П. Хромова, II — схема для условий Китая, III — конкретный пример. 1 — холодный фронт, 2 — равновесная температура.

летних муссонов в Индии и Японии¹ и интегральные кривые для типов З и М₂ с апреля по июнь (рис. 14). Кривые муссонов соответствуют кривой М₂ и связаны с кривой З. Причина этого заключается в том, что зимний муссон в Японии и Китае связан с ложбиной Дальнего Востока, а в Индии — с бенгальской ложбиной. При смене сезонов, как показывает ряд авторов [10, 15 и др.], наблюдается одновременное установление или исчезновение (или быстрое перемещение в другой район) этих ложбин, что приводит к смене муссонов. Усиление же ложбин Дальнего Востока и Бенгала, как показано выше, является основным признаком М₂. Поэтому даты смены муссонов связаны с аномальностью развития М₂ и колеблются из года в год.

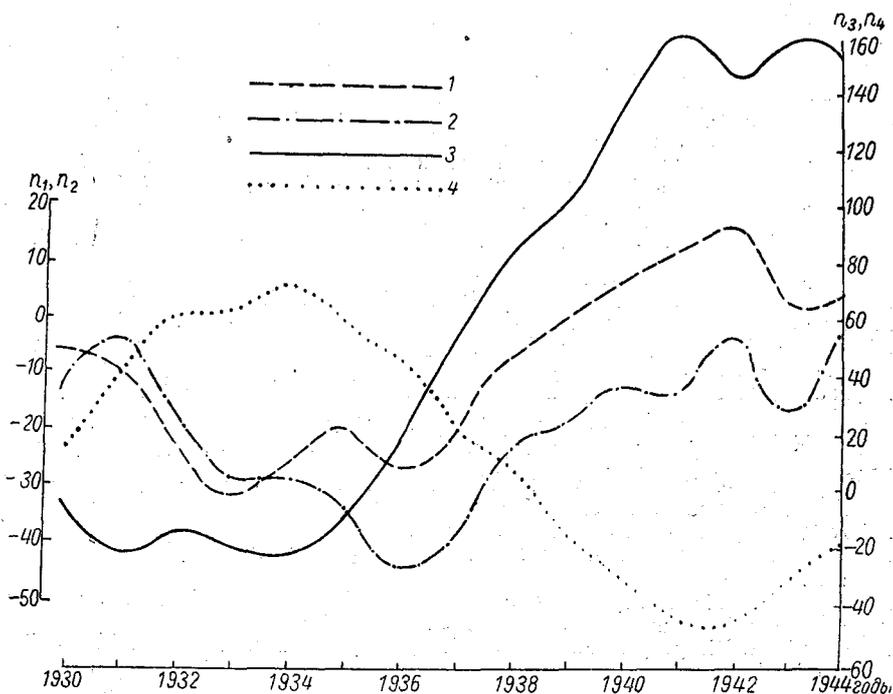


Рис. 14. Интегральные кривые даты взрывов летних муссонов в Индии (1), в Японии (2) и числа дней с типом М₂ (3) или З (4).
Обозначения на шкалах: n_1, n_2, n_3, n_4 — аномалии дат взрывов летних муссонов и числа дней с типами М₂ и З.

Из вышесказанного следует, что интенсивность муссонов и даты их смены испытывают эпохальные изменения, которые соответствуют эпохальным преобразованиям форм циркуляции Вангенгейма. На интегральных кривых типов циркуляции, наблюдающихся в тихоокеано-американском секторе при формах W, C, E, для чисел волн холода на территории Китая в холодном полугодии, дат смены муссонов и изменений других метеорологических явлений можно выделить три эпохи: эпоха с 1924 по 1934, с 1934 по 1940 и с 1940 по 1950 г. Первая и третья эпохи отличаются тем, что З аномально развит, М₂ аномально ослаблен, повторяемость волн холода выше нормы и летние муссоны наступают раньше, чем обычно. Вторая эпоха отличается тем, что З аномально ослаблен, М₂ аномально развит, повторяемость волн холода ниже нормы, летние муссоны запаздывают.

¹ К сожалению, мы не нашли таких данных о Китае, но, как указывают ученые стран Юго-Восточной Азии, наступление летних муссонов в Китае происходит почти одновременно со взрывами в Индии и наступлением их в Японии.

В заключение данной работы следует напомнить, что современные материалы подтверждают высказанное А. И. Воейковым [1] еще в прошлом веке мнение: муссон является частью общей циркуляции атмосферы. Для решения проблемы муссонов и остальных проблем общей циркуляции атмосферы прежде всего необходимо конкретно и глубоко проникнуть в процессы преобразований энергии в тесной связи с неоднородностью термических и динамических свойств поверхности земного шара. В настоящее время большие успехи по исследованиям теплового баланса, макросиноптических процессов и динамической метеорологии открыли широкую дорогу для дальнейшего изучения муссонов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воейков А. И. Климат области муссонов восточной Азии. Изв. РГО, т. XV, 1897.
2. Гирс А. А. Многолетние преобразования форм атмосферной циркуляции и изучение солнечной активности. Метеорол. и гидрол., № 10. 1956.
3. Гирс А. А. Некоторые особенности синоптических процессов в Арктике и их связь с общей циркуляцией атмосферы. Труды ГГО, вып. 56, 1956.
4. Хромов С. П. Муссон как географическая реальность. Изв. Всес. географ. об-ва, т. 82, вып. 3, 1950.
5. Хромов С. П. Муссоны в общей циркуляции атмосферы. В кн. «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Гидрометеоздат, Л., 1956.
6. Шулейкин В. В. Физика моря. Изд. АН СССР, М., 1953.
7. Погосян Х. П. Циркуляция атмосферы. Гидрометеоздат, Л., 1952.
8. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. Гидрометеоздат, Л., 1952.
9. Джорджио В. А. Струйные течения. Труды ТГО, вып. 12(13), 1956.
10. Е Ту-чжэнь и Гу Чжэнь-чао. Влияние Тибетского нагорья на атмосферную циркуляцию и на погоду Китая. Изв. АН СССР, сер. географ., 1956.
11. Лу Во. Очерки климата Китая. Изд. торговли КНР, 1954 (на кит. яз.).
12. Тау Ши-е. Эмпирические исследования процессов волн холода над восточной Азией в зимнем полугодии. Центральная мет. обсерв. КНР, 1955 (на кит. яз.).
13. Хромов С. П. Основы синоптической метеорологии. Гидрометеоздат, Л., 1948.
14. Климатологические материалы Китая. Центр. управл. мет. службы, 1951 (на кит. яз.).
15. Rachmatullah M. Synoptic aspects of the monsoon circulation and rainfall over Indo-Pakistan. Journ. of Meteorol., vol. 9, No 3, 1952.
16. Schick M. Die geographische Verbreitung des Monsuns. Nova Acta Leopoldina 16, No 12, 1953.

СРЕДНИЕ МНОГОЛЕТНИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И РЕЖИМА ПОГОДЫ НАД КИТАЕМ В ЛЕТНЕЕ ПОЛУГОДИЕ

В настоящей статье дается краткая климатическая характеристика Китая за летнее полугодие. В основу изложения положены физические закономерности атмосферной циркуляции, с которыми связываются особенности климатического режима. Даны новые сведения, освещающие циркуляцию над Азией в трехмерном разрезе, и приведена сжатая характеристика летнего муссона над Китаем в связи с общециркуляционными условиями, а также выявлены основные этапы выпадения летних осадков на территории Китая и их связь со стадиями развития летнего муссона.

1. Среднее многолетнее барическое поле над восточной Азией в летнее полугодие

Как известно, для летнего полугодия центрами действия атмосферы, постоянно влияющими на режим погоды Азии, являются северо-тихоокеанский антициклон и южноазиатская депрессия, которые возникают и усиливаются прежде всего в результате термической неоднородности подстилающей поверхности. Следовательно, летом воздушные потоки направлены с моря на сушу. Это — летний муссон восточной Азии. Однако климатическая карта дает только общее представление и о режиме погоды по ней судить нельзя. Синоптические карты показывают, что сибирский антициклон оказывает важное влияние на Китай и летом. Это влияние особенно четко проявляется в процессе образования летних обильных осадков [1, 2, 4].

Из анализа карты AT_{500} июля, построенной Х. П. Погосьяном, видно, что над Евразией наблюдаются два высотных барических гребня, расположенных соответственно на 130 и 30° в. д., а основная ложбина — над Сибирью. Это высотное барическое поле весьма близко к асимметричному деформационному полю, фронтальная зона которого располагается над Северным Китаем. Смещение этой зоны на территорию Китая вызывает летом соответствующее смещение зоны обильных осадков [3].

К югу от фронтальной зоны над Тихим океаном располагается субтропический антициклон, являющийся очагом теплых и влажных воздушных масс для нашей страны.

В дополнение к карте AT_{500} Погосьяна на рис. 1—4 представлен ряд средних высотных карт (AT_{850} , AT_{700} , AT_{500} , AT_{200}) над Азией [10]. Эти карты позволяют более подробно рассматривать структуру барического

поля над южной Азией. Над Индией, Индокитаем и Южным Китаем в нижней половине тропосферы наблюдается летом зона конвергенции муссонных течений, которая является восточной ветвью так называемой внутритропической зоны конвергенции (ИТС). Зона ИТС отделяет с юга юго-западный муссон от восточного течения на севере. Наряду с этим над материком Китая между бассейнами рек Хуанхэ и Хуайхэ



Рис. 1. Линии тока на поверхности AT_{850} в июле.



Рис. 2. Линии тока на поверхности AT_{700} в июле.

наблюдается вторая зона конвергенции, которой соответствует полярный фронт у земли. К северу от этой зоны линии тока на поверхностях 850 и 700 мб антициклонически изгибаются. Этот антициклонический изгиб связан, по-видимому, с вторжением холодных ядер повышенного давления из Сибири на территорию Северного Китая.

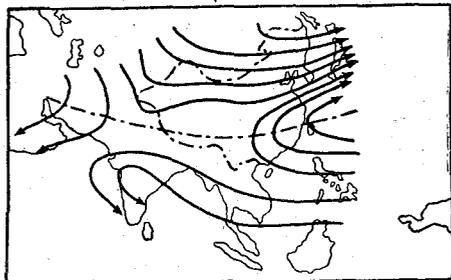


Рис. 3. Линии тока на поверхности AT_{500} в июле.

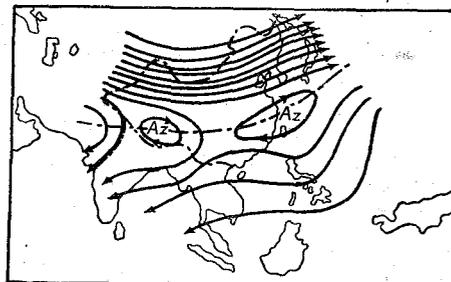


Рис. 4. Линии тока на поверхности AT_{200} в июле.

В отличие от карт Погосьяна на этих картах, кроме сибирской высотной ложбины, отмечается еще одна высотная ложбина, расположенная над северо-востоком Китая в нижней и средней тропосфере. Впереди нее у земли оказывается полярный фронт. По-видимому, в связи с циркуляцией этой ложбины холодный воздух из Сибири поступает в Китай летом. Третья зона конвергенции расположена над Тихим океаном вдоль линии от о. Тайвань до о-вов Филиппин. Она представляет собой границу между юго-восточным муссоном Тихого океана и юго-западным муссоном, пришедшим с Индийского океана.

В средней и верхней тропосфере вдоль $27-30^\circ$ с. ш. расположена ось субтропического антициклона, на которой наблюдаются три отдельных ядра высокого давления, одно из которых является теплым антициклоном Тибетского нагорья, ставшим известным недавно в результате составления карт AT_{300} и AT_{200} в КНР.

Из анализа этих карт также следует, что вертикальная мощность

юго-западного муссона летом не превышает 5 км, так как выше 500 мб вместо него уже появляется восточное течение, идущее от южной периферии субтропического антициклона Тихого океана.

2. Поле температуры над Азией в летнее полугодие

Давно стало известным, что область максимума температуры летом находится не в центре материка Азии, а в южной его части, где располагается обширная тропическая пустыня. Изотермы идут вокруг Тибетского нагорья. Это объясняется тем, что летом нагорье является очагом тепла, дающим атмосфере значительное количество энергии. Кроме того, роль термической неоднородности подстилающих поверхностей настолько велика, что над территорией Китая отсутствует меридиональный горизонтальный градиент температуры и изотерма 28°C идет вдоль береговой линии. Тяньцзин и Канчжоу отстоят друг от друга на 16° широты, а разность температуры между ними летом не превышает $0,5^{\circ}\text{C}$.

По Лу Во [4], летом в Китае у земли существуют две области максимума температуры. Одна из них постоянно находится в долине Турфан, где лето сухое и жаркое. Другая не имеет постоянного места, смещаясь по стране в зависимости от положения полярного фронта. В июне она обычно находится в районе между реками Хуанхэ и Хуайхэ, так как в это время полярный фронт, находясь в Южном Китае, создает покров облачности и уменьшает инсоляцию, в результате чего температура на юге оказывается ниже, чем на севере. К июлю полярный фронт смещается в северо-китайскую равнину, а на юге максимально развивается юго-восточный муссон. Это способствует снижению температуры на севере и ее повышению на юге, поэтому в июле новый максимум температуры возникает в долине Хунани и Цзянси, но он как будто смещается с севера.

Наряду с областями максимума температуры наблюдаются две области ее минимума. Одна с температурой 20°C в центре находится на побережье Желтого моря. Она возникает вследствие холодного вторжения и дневных туманов после вторжения. Другая с температурой 19°C в центре наблюдается в горном районе Большого Хингана. Возникновение этой области минимума явно связано с близостью к «Полюсу холода». На северо-востоке Китая об этом говорит пословица: «Летом ходить в ватнике, а зимой — в тулупе».

В отличие от поля температуры на уровне моря поле температуры свободной атмосферы обладает зональностью, причем наибольшая густота изотерм наблюдается в зоне между $40-50^{\circ}$ с. ш. Эта зона, как известно, есть высотная фронтальная зона Евразии летнего полугодия. Кроме того, изогипсы на карте OT_{1000}^{500} летом расходятся вдоль течения к востоку, что указывает на ослабление струйного течения к востоку; о котором будет еще говориться в п. 4.

Чтобы более подробно рассмотреть структуру термического поля над Китаем, на рис. 5 приведен вертикальный разрез температуры вдоль зоны между $105-120^{\circ}$ в. д., построенный по данным июля и августа 1956 г. [10]. Нетрудно видеть, что на этом разрезе под $28-30^{\circ}$ с. ш. температура ниже тропопаузы достигает максимума, а к северу от нее в зоне между $35-45^{\circ}$ с. ш. наблюдается наибольшая бароклинность атмосферы, что соответствует зоне наибольшей густоты изогипсы на карте OT_{1000}^{500} по Погосяну. К югу от максимума температуры горизонтальный температурный градиент, направленный от полюса к экватору, способствует с уменьшением широты увеличению скорости

восточного ветра. Известно, что максимум этого восточного ветра располагается под 10° с. ш. на высоте 15 км. Из разреза также видно, что летом тропическая тропопауза распространяется к северу и достигает 45° с. ш. Это и может служить северной границей распространения тропического или приэкваториального воздуха летом на высоте.

3. Преобладающие течения и муссонные составляющие циркуляции в летнее полугодие над Азией

В восточной половине территории Китая, как известно, преобладают муссонные ветры. Говоря о преобладающих течениях в Китае у земли, мы, естественно, сразу приходим к вопросу о муссонном режиме ветров.

Китай расположен в восточной Азии. С севера он примыкает к Сибири, а с юга и востока омывается морями Тихого океана. Зимой сибирский антициклон сильно развивается вследствие охлаждения континента и сходимости изогипс на карте АТ₅₀₀. Мощность его настолько велика, что всю Азию и прилегающую к ней поверхность Тихого океана

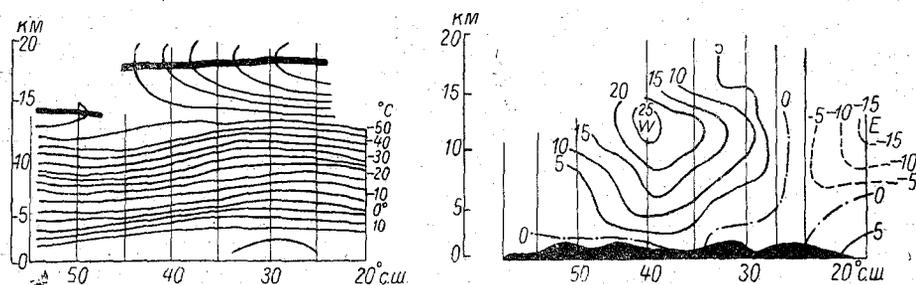


Рис. 5. Температура и зональная скорость ветра вдоль 105° в. д.

постоянно захватывает северное холодное течение. Поэтому зимний муссон Китая называют вторжением холодного воздуха из Сибири.

Летом на материке Азии формируется термический минимум давления, а над Тихим океаном усиливается субтропический антициклон. В результате этого летом муссонные ветры направлены с моря на сушу и называются ветрами «морского путешествия».

В связи с этим в восточной и южной Азии преобладающими течениями летом являются южные ветры, причем южные и северные ветры сходятся в бассейне р. Хуанхэ, а полярный фронт, будучи их демаркационной линией, отсюда направляется к северо-востоку.

Рассмотрим, когда происходит смена летнего и зимнего муссонов в Китае. Для этой цели применим метод В. Ю. Визе [15]. По этому методу был построен график годового хода разностей преобладающих зимних и летних повторяемостей ветра для станций Пекин, Дальний, Циндао, Шанхай, Ханькоу, Фучжоу и Канчжоу, который представлен на рис. 6. Этот график показывает, что смена двух муссонов происходит не одновременно повсюду. На юго-восточном побережье она происходит в апреле и сентябре, а в центральной части страны (в Ханькоу) — в мае и августе. Интересно отметить, что в Пекине повторяемость летних ветров не превышает повторяемости зимних. Это объясняется большим местным влиянием на режим ветра. Однако годовой ход муссонных ветров в Пекине имеет общий характер с таковым на станциях, где муссонные явления очень развиты. Из этого графика видно, что летний муссон над Китаем получает наибольшее развитие в июле, а зимний — в январе. Наибольшее значение разности повторяемости летних и зимних ветров (+70%) в июле наблюдается

в Циндао, к северу и к югу от которого значение этой разности закономерно уменьшается. Минимум разности отмечается в декабре—январе, когда максимальное развитие получает зимний муссон. Наименьшее значение (-60%) наблюдается на южном побережье страны (Канчжоу). Нулевое значение этой разности наблюдается два раза в год: соответственно в марте—мае и в августе—октябре в различных районах страны, когда происходит смена муссонов. Отсюда следует, что процесс смены муссонов весьма неоднороден по времени, а в период даже наибольшего развития муссонов преобладающему направлению ветра сопутствуют ветры других румбов. При этом

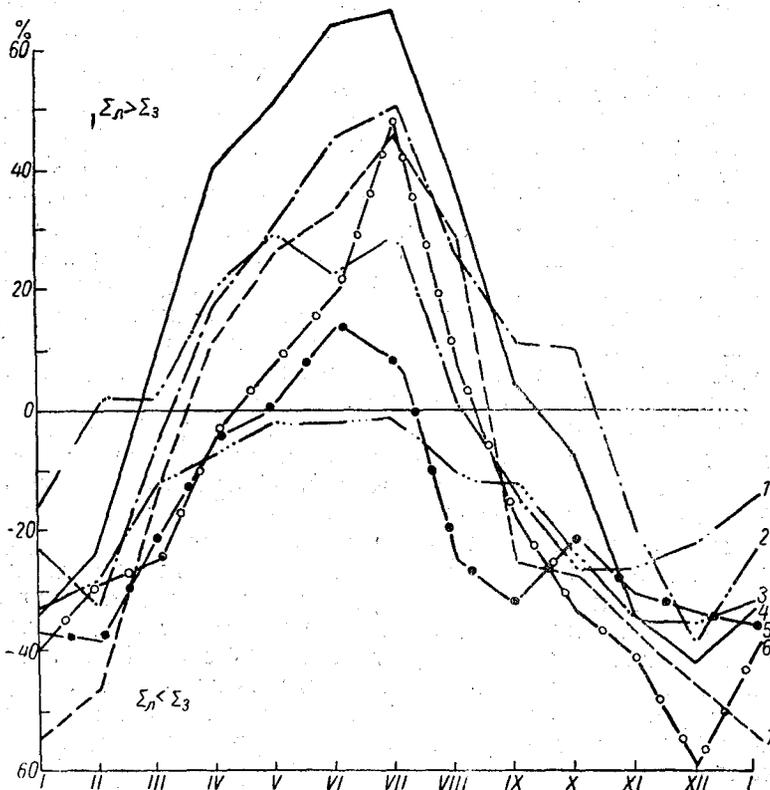


Рис. 6. Годовой ход разностей преобладающих зимних и летних повторяемостей ветра.

1 — Фучжоу, 2 — Дальний, 3 — Пекин, 4 — Циндао, 5 — Ханькоу, 6 — Канчжоу, 7 — Шанхай.

апрель и сентябрь можно считать в целом временем смены муссонов. Исследование ежедневных синоптических карт за ряд лет показывает, что в апреле сибирский центр высокого давления ослаблен, смещен к западу и теряет свое господство над Азией. В этот же период одновременно с ослаблением сибирского антициклона возникает антициклон в Японском и Охотском морях вследствие таяния льда, вызывающего охлаждение воздуха. Возникновение и усиление этого антициклона также связано с затоками арктического воздуха, поступающего в данный район по западной периферии алеутской депрессии. Между течениями сибирского и японского антициклонов в бассейне р. Хуанхэ активизируется холодный фронт, на котором развиваются так называемые, хуанхэские циклоны, дающие обильные весенние дожди. Следует указать, что полярный фронт в это время еще нахо-

дится над поверхностью Южно-Китайского моря и к концу апреля он начинает отступать на материк.

В сентябре сибирский антициклон восстанавливается, снова господствуя над Азией. Смещаясь с материка, полярный фронт в это время движется с Южно-Китайского моря через пролив Баши на Японию.

Выше мы останавливались на общем характере муссонов Китая и их смене в связи с изменением сезонных центров действия атмосферы. Ниже мы будем глубже рассматривать процесс развития летнего муссона. На основании многолетнего опыта китайских метеорологов и исследований синоптических карт и карт барической топографии за последние годы нам кажется целесообразным разделить весь период летнего муссона на четыре основные стадии его развития.

Первая стадия длится примерно с третьей декады апреля до конца мая. В этой стадии в умеренных широтах обычно наблюдаются атмосферные волны большой амплитуды. Над северо-востоком Китая развивается глубокая высотная ложбина, а под нею активизируется весенний холодный фронт, на котором возникают хуанхэские циклоны. Охотский антициклон развит, а сибирский ослаблен. В южной Монголии появляется термическая депрессия, ее часто «омывает» в это время вторгающийся холодный воздух из Западной Сибири. Полярный фронт расположен на южном побережье Китая, над ним наблюдается южная ветвь азиатского струйного течения. В южной Азии высотная барическая ложбина располагается между Индией и Бирмой. Как указано в работах [3], раннее наступление (к концу апреля) летнего муссона на Бирму обязано этой ложбине.

С этой стадией в Южном Китае начинается период летних осадков вследствие деятельности полярного фронта, отступившего с моря под воздействием летнего муссона. В северо-китайской равнине в это время количество осадков тоже повышается. Эти осадки, как мы показали выше, были связаны с деятельностью вторичного холодного фронта. В низовье р. Янцзы количество осадков не увеличивается и даже к концу этой стадии появляется вторичный их минимум, который был назван Чжу Кэ-чженем [9] «загадкой юго-восточного муссона». Эта загадка объясняется, по-видимому, тем, что муссонный воздух сам по себе не является носителем осадков. Вторгаясь на материк, он не дает над равнинами существенных осадков. Муссонные дожди бывают значительными только там, где активизируется фронтально-циклоническая деятельность.

Вторая стадия продолжается с конца мая до третьей декады июня. В работах [3] показано, что к началу июня южная ветвь азиатского струйного течения внезапно исчезает, и одновременно с этим у земли наблюдается скачкообразное смещение полярного фронта к бассейну р. Янцзы. Интересно, что именно в этот момент южноазиатская высотная ложбина, находившаяся в течение зимы над Бенгальским заливом, внезапно смещается к западу Индии, в результате чего Индия оказывается под передней частью этой ложбины и над ней начинается бурное наступление летнего муссона. С точки зрения климата исчезновение южной ветви струйного течения является следствием сезонного колебания зонального переноса умеренных широт. Следовательно, оно может служить показателем перехода от первой ко второй стадии. Во второй стадии у земли характерным является установление полярного фронта вдоль течения р. Янцзы. В результате в данном районе начинается период летних дождей, который китайский народ называет периодом «Мэйюй» (т. е. осадки во время созревания сливы).

Третья стадия, или кульминационная стадия летнего муссона, длится с третьей декады июня до конца июля. В третьей стадии отрог

субтропического антициклона значительно смещен к северо-западу, захватывает большую часть территории Китая, чем в двух предыдущих стадиях. У земли в этой стадии максимально развивается юго-восточный муссон, который относит полярный фронт к северу, в северо-китайскую равнину. В результате бассейн р. Янцзы выходит из периода «Мэйюй», а в бассейне р. Хуанхэ начинается дождливый сезон. Переход от второй стадии к третьей происходит постепенно и указанием на этот переход является ослабление и исчезновение антициклона Охотского моря.

Необходимо отметить, что во второй и третьей стадиях на высоте в Китай поступает и юго-западный муссон с Бенгальского залива, который заметно усиливает интенсивность выпадения осадков на полярном фронте.

Четвертая стадия — это стадия отступления летнего муссона. В этой стадии сибирский антициклон уже значительно развит, холодный воздух из него постепенно оттесняет полярный фронт к югу. Обычно к середине сентября происходит сильное вторжение холода в Китай в виде ядра повышенного давления. Это вторжение играет решающую роль в смене летнего муссона зимним, т. е. после этого Китай снова охватывает зимний муссон.

Теперь коснемся преобладающих течений на высоте в летнее полугодие над восточной Азией. Для этого вернемся к рис. 1—5. Эти карты дают нам трехмерную структуру ветрового поля в тропосфере. Из анализа этих карт следует, что летом над Азией существуют три основных воздушных течения: 1) западное течение умеренных широт, занимающее все слои свободной атмосферы ниже тропопаузы; 2) восточное течение в тропиках и субтропиках, наблюдающееся в верхней половине тропосферы; 3) юго-западный муссон, находящийся под восточным течением субтропиков и тропиков.

4. Струйные течения над восточной Азией и их погодное значение для Китая

В работах [3] показано, что зимой над Азией наблюдаются две ветви струйного течения: северная ветвь располагается на севере от Тибетского нагорья, а южная — над его южным склоном, причем две ветви сходятся в Японии. Поэтому скорость ветра зимой увеличивается вдоль течения к востоку.

Некоторые авторы предполагают, что северная ветвь создается бароклинностью атмосферы потому, что она смещается вместе с ПВФЗ от сезона к сезону. Южная ветвь наблюдается только зимой, так как она возникает в результате того, что Тибетское нагорье в это время находится на оси зонального переноса и препятствует западному течению. В начале июня южная ветвь внезапно исчезает вследствие быстрого смещения к северу зонального переноса.

По Россби, длина стационарных волн является функцией скорости зонального переноса и его географической широты ($\lambda = 2\pi \sqrt{\frac{u}{\beta}}$). Следовательно, внезапное смещение зонального переноса к северу должно вызвать регулирование длины атмосферных планетарных волн, в связи с этим должно наблюдаться резкое изменение метеорологических элементов в определенном районе. Действительно, это изменение было обнаружено в ходе температуры смоченного термометра в конце мая и на юго-западе Китая, когда происходит отступление зонального переноса к северу и исчезновение южной ветви струйного течения над южной Азией. В п. 3 мы показали, что с этим явлением связано бурное развитие летнего муссона над Индией и установление полярного

фронта в бассейне р. Янцзы, т. е. начало периода «Мэйюй». В конце сентября снова появляется южная ветвь струйного течения, а с этим связано начало зимнего сезона в Китае.

5. Воздушные массы и фронты Китая в летнее полугодие

В летнее полугодие над территорией Китая наблюдаются воздушные массы разного происхождения. Однако основными являются следующие [7], [12]:

- 1) континентальный полярный воздух (кПВ);
- 2) морской полярный воздух (мПВ);
- 3) морской тропический воздух (мТВ);
- 4) континентальный тропический воздух (кТВ) и
- 5) экваториальный воздух (ЭВ).

Очагом формирования кПВ является Сибирь. Вторгаясь на юг, кПВ быстро трансформируется над нагретой поверхностью суши. По Ту Чан-вану [12], скорость повышения температуры в приземном слое составляет зимой 2°C на 1° широты, а летом лишь $0,5^{\circ}\text{C}$. Этим и объясняется уменьшение конвективной неустойчивости кПВ летом по сравнению с зимой. Наряду с повышением температуры в кПВ увеличивается и влажность. Удельная влажность кПВ повышается до $7,6$ г/кг в Пекине у земли и $12,4$ г/кг в Нанкине, а в среднем она оказывается на $3-4$ г/кг выше, чем в очаге формирования. Ввиду одновременного повышения температуры и влажности массы относительная влажность кПВ остается почти неизменной. Она составляет у земли 60% в Нанкине и 44% в Пекине. Высота конденсации в кПВ равна 1200 м. Поэтому при кПВ часто бывает ясная или малооблачная погода без осадков. Для кПВ являются характерными плоские кучевые облака. Однако само вторжение кПВ, происходящее за холодным фронтом, вызывает сильное падение температуры, превышающее нередко 10°C в сутки; наблюдаются при этом и предфронтальные шквалы.

Очагами мПВ являются Охотское и Японское моря. мПВ приходит в Китай чаще всего весной, когда охотский антициклон максимально развивается. Его деятельность обычно ограничена 35° с. ш. на северном побережье страны.

Одной из важнейших воздушных масс для Китая является мТВ, формирующийся в субтропическом антициклоне Тихого океана. По существу мТВ есть юго-восточный муссон. Поступая на материк, мТВ тоже подвергается нагреванию в нижнем слое. Температура мТВ, равная у земли 24°C в очаге, повышается до 31°C в Пекине. Удельная влажность мало изменяется после выхода из очага, составляя 19 г/кг у земли и 15 г/кг на высоте 1 км. Высота конденсации равна лишь 500 м. Потенциальная температура мТВ обычно уменьшается с высотой, поэтому летом мТВ является неустойчивой влажной массой для Китая. Водяные пары, содержащиеся в мТВ, могут быть конденсированы над Китаем по одной из следующих причин: дневной термической конвекции, орографическому подъему и скольжению вдоль фронтальной поверхности. Среди них последнее в выпадении осадков занимает видное место. По Ту Чан-Вану [13], фронтально-циклонические осадки Китая составляют 80% годовой суммы. Поэтому, говоря о том, что мТВ для Китая является носителем летних осадков, следует учитывать причину их образования.

кТВ, поступающий на территорию Китая, формируется обычно над пустынями восточной Азии и характеризуется довольно большой удельной влажностью, но сравнительно низкой относительной влажностью. По данным Ту Чан-вану [12], зимой удельная влажность кТВ

составляет 4,3 г/кг у земли и 2,1 г/кг на высоте 1 км, а относительная влажность лишь 23—26% в приземном слое и 18—21% в слое на высоте 1—2 км. Температура кТВ высока и даже зимой превышает 18° у земли и 9° на высоте 1 км. Высокая температура и низкая относительная влажность, по-видимому, создаются фоновым нагреванием при опускании этой массы с Тибета. Об этом свидетельствует наличие сильной инверсии сжатия в кТВ. Поэтому длительное нахождение кТВ над данным районом часто вызывает засухи, которые в истории Китая наблюдались много раз.

В противоположность кТВ ЭВ является самой влажной массой для Китая. По данным Лу Во [4], над Нанкином относительная влажность ЭВ летом в нижнем слое тропосферы превышает 80%. Высота конденсации меняется от 300 м у земли и от уровня 2 км до 380 м на уровне 3 км. Следовательно, высокая влажность имеет место в ЭВ почти во всей толще тропосферы. В ЭВ часто наблюдаются мощные кучевые и кучево-дождевые облака с ливневыми или грозовыми осадками.

ЭВ, поступающий в Китай, формируется главным образом в приэкваториальной зоне Индийского океана. Поэтому его и называют муссоном Индийского океана или юго-западным муссоном — по направлению его движения. Зимой этот воздух поступает в Китай только в верхних слоях, вызывая в южной части страны ненастную погоду. Летом он попадает либо с тайфунами, либо в виде муссона, захватывая нижнюю и среднюю тропосферу. Однако его деятельность как у земли, так и на высоте ограничена примерно бассейном р. Хуанхэ, т. е. севернее 45° с. ш. он не поступает.

Рассмотрим теперь фронты над Китаем.

Полярный фронт для Китая является главным фронтом, так как с его развитием, размыванием и перемещением связано существенное изменение в режиме погоды, особенно в летнее полугодие. В период с октября по март полярный фронт постоянно располагается над поверхностью Южно-Китайского моря. К середине апреля, отступив на материк, он постепенно перемещается к северу. В результате этого количество осадков в Южном Китае заметно увеличивается. К концу мая, совершив скачкообразное движение, полярный фронт останавливается в бассейне р. Янцзы. В это время на нем образуются циклонические волны. Возникновение последних тесно связано с затоками холодного воздуха из Сибири или Охотского моря. Эти циклоны, возникнув в низовье р. Янцзы, быстро смещаются в Ялонию и там получают максимальное развитие. Вследствие частого возникновения циклонических волн и их быстрого смещения режим погоды в низовье р. Янцзы в этот период характеризуется большой неустойчивостью: то сильный дождь и бурный ветер, то прояснение и штиль. К концу июня полярный фронт уходит из бассейна р. Янцзы на север и останавливается в течение июля и августа в бассейне р. Хуанхэ и Внутренней Монголии, создавая максимум в годовом ходе осадков. В это время над центральной и южной частями страны максимально развивается летний юго-восточный муссон. К концу августа полярный фронт возвращается на юг в связи с усилением сибирского антициклона. На обратном пути этот фронт вызывает вторичный максимум осадков на ряде станций, где влияние тайфунов на осадки незаметно. К концу сентября, превращаясь в стационарный фронт, в связи с окончательным отступлением тропического воздуха с материка у земли, полярный фронт устанавливается на южной границе своего движения, т. е. в районе Южно-Китайского моря. Одновременно с развитием зимнего муссона над материком наблюдается вторичный холодный фронт между свежим и трансформировавшимся полярным воздухом. В течение зимы этот

фронт проходит по территории Китая каждый раз при вторжении холода из Сибири и, наконец, либо размывается в Южном Китае, либо смещается в море, активизируя полярный фронт.

Весной над северо-китайской равниной наблюдается еще один вторичный холодный фронт, образующийся между кПВ и мПВ вследствие антициклогенеза над Охотским и Японским морями. Этот фронт, вызывая циклогенез над бассейном р. Хуанхэ, дает значительные весенние осадки.

Кроме того, в Китае как зимой, так и летом наблюдаются сложный и высотный фронты. Эти фронты до сих пор еще мало изучены, поэтому на них останавливаться не будем.

6. Повторяемость циклонов и антициклонов над восточной Азией

Из анализа карт повторяемости циклонов и антициклонов, построенных Погосьяном [5] и Петтерсенем [11], известно, что летом имеет место заметное возрастание повторяемости циклонов над континентом Азии по сравнению с зимой, особенно над ее северо-востоком, а над Тихим океаном и Западной Сибирью наиболее часто оформляются движущиеся антициклоны. Сезонное изменение в распределении повторяемости циклонов и антициклонов прежде всего объясняется изменением термической роли подстилающих поверхностей, а также динамическим фактором (конвергенцией и дивергенцией изогипс на АТ₅₀₀) самих атмосферных процессов.

Поскольку на указанных картах имеется недостаточно данных по территории Китая, поэтому на рис. 7 приведены карты повторяемости антициклонов для зимы и лета в Азии [8]. На карте для лета области максимума повторяемости антициклонов наблюдаются юго-западнее оз. Байкал, в долине Сычуань, над средним течением р. Хуанхэ и побережьем Северо-Китайского моря, причем минимум повторяемости антициклонов отмечается в центральной части Китая. Для зимы повторяемость антициклонов в Китае повсюду повышается. Максимум ее наблюдается в районе между Монголией и средним течением р. Хуанхэ. Эти карты также показывают, что как зимой, так и летом Китай всегда «импортирует» антициклоны из Сибири, а затем «экспортирует» их в субтропики.

В Китае наблюдаются циклоны двух родов: внетропические и тропические. Внетропические циклоны по их очагам и направлениям движения можно подразделить на четыре типа: 1) сибирские, 2) северо-китайские, 3) янцзыйские и 4) восточно-морские. Среднеголетние повторяемости этих типов циклонов приведены в табл. 1.

Таблица 1
Среднеголетние повторяемости циклонов в Китае по сезонам

Тип циклона	Сезон			
	весна	лето	осень	зима
Сибирский	8	4	4	9
Северо-китайский	9	7	4	7
Янцзыйский	10	5	2	10
Восточно-морской	3	1	1	4
Суммарная повторяемость . . .	30	16	10	30

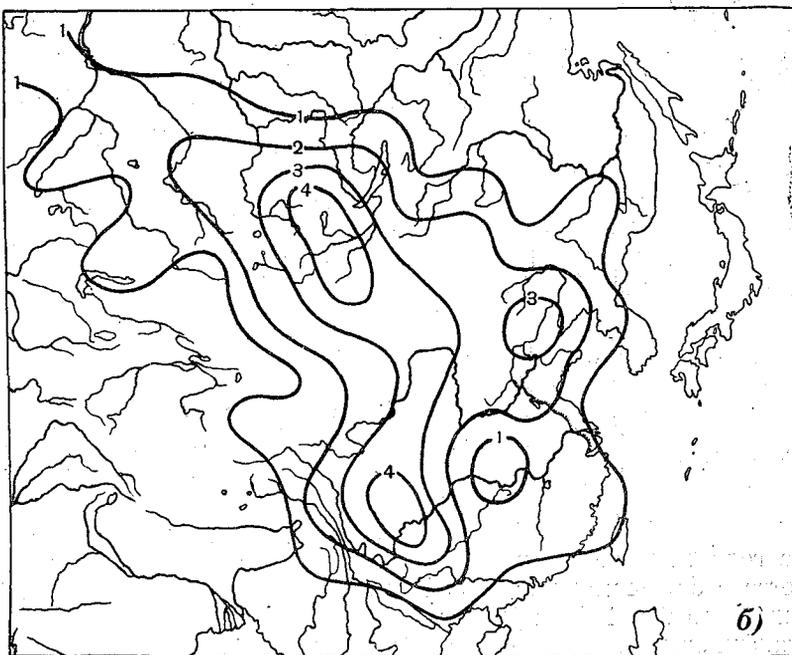
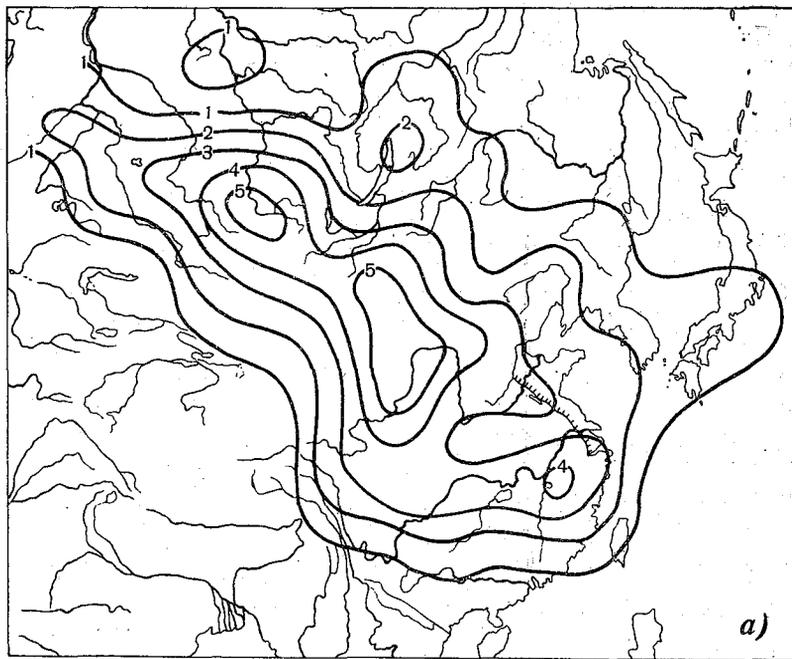


Рис. 7. Среднее число антициклонов зимой (а) и летом (б).

Из этой таблицы видно, что сибирские циклоны вторгаются в Китай чаще всего зимой и весной по траектории I (см. рис. 8), а в тылу этих циклонов происходит вторжение холода. Северо-китайские циклоны преимущественно возникают весной на вторичном холодном фронте, а летом на полярном фронте и перемещаются в среднем по траектории II. Янцзыйские циклоны зимой и весной образуются под передней частью высотной ложбины во время вторжения холода из более северных районов при замедлении движущегося холодного фронта в бассейне р. Янцзы. Летом они образуются на полярном фронте. Циклоны Восточно-Китайского моря весной наблюдаются на полярном фронте, когда последний активизируется в Южном Китае. Зимой они образуются на холодном фронте, когда холодное вторжение с севера происходит очень сильно и распространяется далеко на юг.

В годовом ходе минимум повторяемости циклонов приходится на осень. Об этом явлении китайский народ знал очень давно и выразил его в пословице: «Осеннее небо наивысшее, а осенний воздух яснейший».

Рассмотрим теперь деятельность тайфунов и выясним их влияние на летние осадки в Китае.

Тайфуны наступают на побережье Китая с мая по октябрь. Их наступление вызывает не только сильный ветер, но и обильные осадки, превышающие нередко 300—400 мм/сутки. Вторгаясь на материк,

тайфуны сильно уменьшают свою интенсивность вследствие приземного трения и быстро исчезают, проникнув в глубь материка не далее чем на 300—400 км. Попадая в умеренные широты, тайфуны иногда превращаются во внетропические циклоны, причем такие, которые спустя некоторое время окклюдируют.

В табл. 2 показана средняя многолетняя повторяемость тайфунов, возникших в юго-западной части Тихого океана.

Как видно из этой таблицы, максимум повторяемости тайфунов приходится на сентябрь, а минимум на февраль.

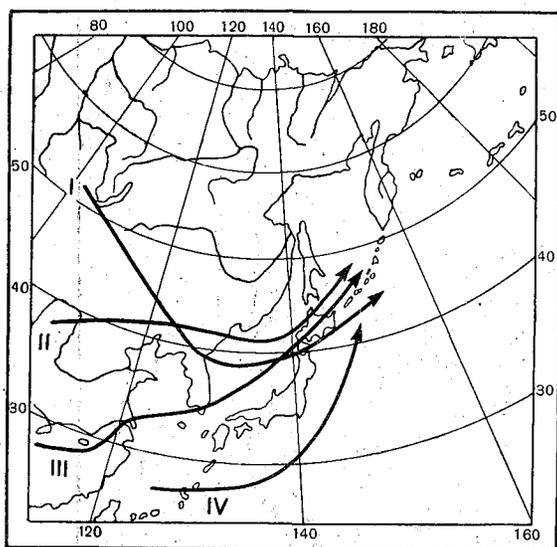


Рис. 8. Стандартные траектории циклонов в восточной Азии.

Среднее годовое число их равно 19—20. Однако в отдельные годы оно колеблется в большом диапазоне. Например, оно достигало 38 в 1910 г. и снизилось до 9 в 1936 и 1937 гг. Несмотря на это, годовая повторяемость тайфунов меняется по определенному ритму. Для выяснения этого ритма обычно искали корреляционную связь между повторяемостью тайфунов и изменением давления или температуры на островах, вблизи которых располагаются очаги тропических циклонов. Однако этот путь исследования не дал и не мог дать удовлетворительного результата.

Таблица 2

Среднегодовое повторение тайфунов

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Число тайфунов . . .	0,7	0,3	0,4	0,5	0,7	0,9	2,8	3,6	4,0	3,1	1,5	0,9	19,4
То же (%)	3,6	1,5	2,1	2,6	3,6	4,7	14,4	13,5	20,6	16,0	7,8	4,7	100

В табл. 3 представлено отношение осадков, связанных с тайфунами, к общей сумме осадков за год.

Таблица 3

Отношение (%) осадков, связанных с тайфунами, к годовой сумме осадков

Станция	Проценты	Станция	Проценты
Канчжоу	20,8	Нанкин	4,0
Фучжоу	17,2	Ханькоу	2,2
Шанхай	11,1	Пекин	3,3

Из табл. 3 видно, какой большой вклад вносят тайфуны в летние осадки таких станций, как Канчжоу, Фучжоу, Шанхай, которые расположены непосредственно вдоль юго-восточного побережья Китая. Гораздо меньшую роль в летних осадках играют тайфуны в районе Нанкина, расположенного на некотором расстоянии от берега (не далее 200 км). Вполне естественно, что осадки тайфунов быстро уменьшаются с увеличением широты. В Пекине они составляют лишь 3,3% годовой суммы.

7. Среднее многолетнее распределение осадков и их изменчивость над Китаем

Годовой ход количества осадков Китая зависит от четырех факторов: смены муссонов и связанной с ней фронтально-циклонической деятельности, географической широты и рельефа.

Известно, что муссонная область восточной Азии характеризуется сухой зимой и влажным летом. Чтобы показать эту характеристику, мы подсчитали отношение количества осадков, выпавших в самый бедный осадками месяц, к их количеству, выпавшему в месяц самых обильных дождей. Это отношение показано в табл. 4.

Из табл. 4 следует, что в муссонной области Китая осадки выпадают в основном летом, причем степень сосредоточенности их выпадения возрастает с увеличением широты, достигая максимального значения ($\frac{1}{108}$) в Пекине под 40° с. ш. Затем отношение количества осадков уменьшается к северу. На основании этого А. И. Воейков [14] указывал, что муссонные явления восточной Азии наиболее выражены под 40° с. ш., где концентрируется основная энергия муссонной циркуляции. По его мнению, резкая концентрация осадков летом не является местным явлением для Восточного Китая. Она свойственна всей территории восточ-

ной Азии. В этом отношении здесь существует такая однородность климатического типа от северного полярного круга до экватора, какой нигде больше нельзя найти. Обильные дожди летнего муссона на территории Китая начинаются не одновременно. Это зависит от развития

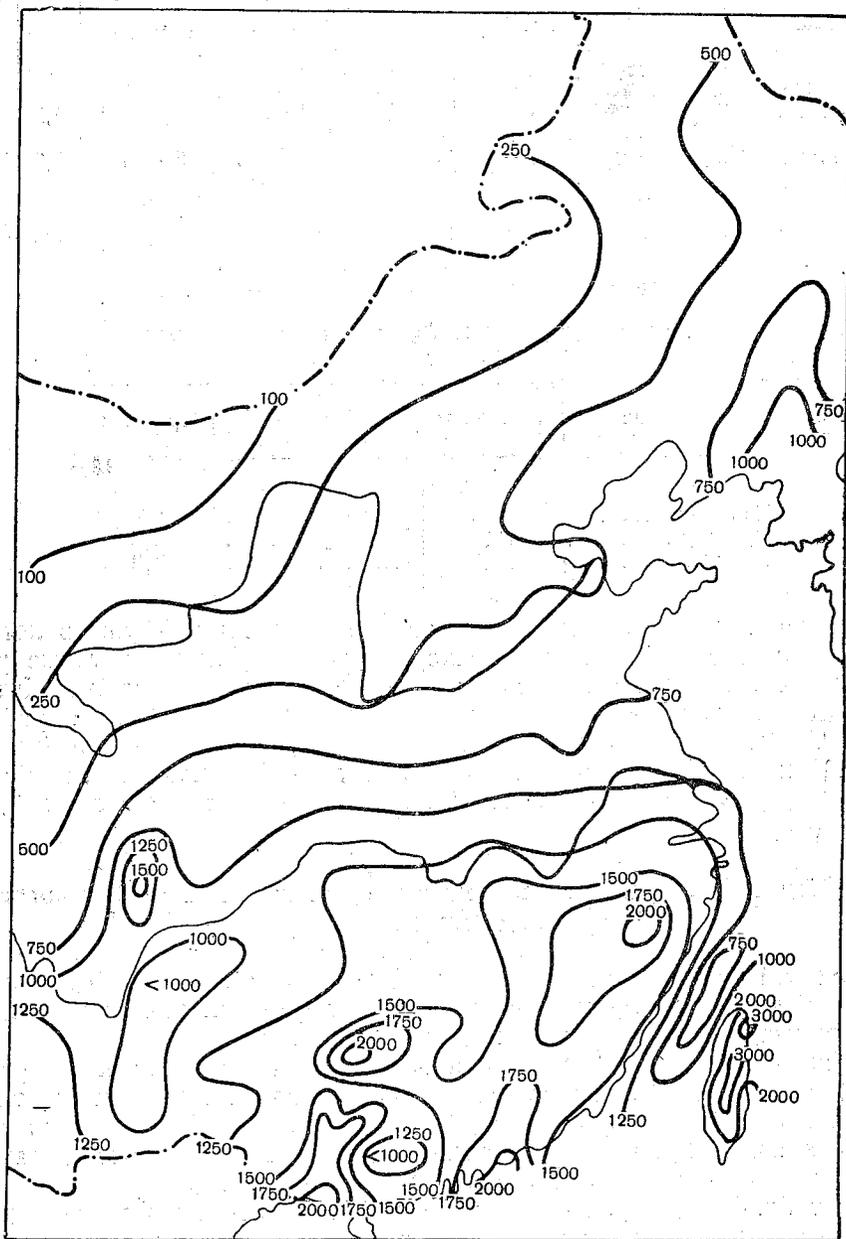


Рис. 9. Годовое количество осадков (мм) в Китае.

циклонической деятельности. В районе к югу от Южно-Китайских гор они начинаются в мае, в бассейне р. Янцзы — в июне, в бассейне р. Хуанхэ — в июле, а во Внутренней Монголии и Маньчжурской равнине — в августе.

На рис. 9 приведена карта годового количества осадков в Китае. На карте видно, что осадки уменьшаются от юго-востока страны к се-

Таблица 4

Отношение количества осадков самого бедного дождями месяца к количеству осадков месяца с самыми обильными дождями.

Станция	Северная широта (град.)	Отношение месяцев	Отношение количества осадков
Эуй	50	I/VIII	1/43
Пекин	40	XII/VII	1/108
Цзынань	36	I/VII	1/27
Анцин	30	I/VI	1/11
Сямынь	25	I/VI	1/5

веро-западу, причем выявляются два максимума в юго-восточном холмистом районе и один на западе долины Сычуань. Два первых максимума создаются деятельностью летнего муссона и тайфунов в сочетании с влиянием рельефа, а третий, по-видимому, вызывается лишь орографическим фактором.

Изогипса 500 мм идет от юго-запада к северо-востоку через центральную часть страны, разделяя Китай пополам. По Лу-Во [4], она представляет собой демаркационную линию между муссонной и немуссонной областями страны. Такое же направление имеют и остальные изогипсы. Объясняется это тем, что, во-первых, горные хребты Китая идут в основном с юго-запада на северо-восток; во-вторых, главные фронты и траектории циклонов тоже ориентированы с юго-запада на северо-восток; в-третьих, тайфуны наступают чаще всего на юго-восточное побережье.

Интересным вопросом является распределение осадков по их происхождению (табл. 5).

Таблица 5
Распределение осадков по их происхождению (%)

Осадки	Канчжоу	Нанкин	Куньмин	Чэнду	Пекин
Конвективные	17	13	12	16	15
Тайфунные	21	4	0	0	3
Фронтально-циклонические	62	83	88	84	82

Таблица 5, заимствованная у Лу Во [4], показывает, что фронтально-циклонические осадки для Китая являются главными.

В п. 3 данной статьи мы разделили период развития летнего муссона на четыре стадии. Теперь покажем, что установленные нами стадии хорошо совпадают с основными этапами выпадения летних осадков. Для этой цели мы подсчитали величины роста или падения осадков в данном месяце по отношению к предшествующему (т. е. разности норм осадков двух соседних месяцев), затем эти величины выразили в процентах нормы предшествующего месяца. В результате были получены карты изменения осадков от месяца к месяцу. Они представлены на рис. 10—14. Из анализа этих карт видно, что в апреле на южном побережье наблюдаются две области роста с величиной 100% в центре. Эти области роста возникают вследствие активизации полярного фронта у земли и теплого антициклона на высоте. В мае область роста расши-

ряется к северу в связи с перемещением полярного фронта, но в низовье р. Янцзы количество осадков остается неизменным. В июне область выпадения осадков занимает весь Южный Китай, а область роста — бассейн р. Янцзы и прилегающие районы, так как во второй стадии раз-

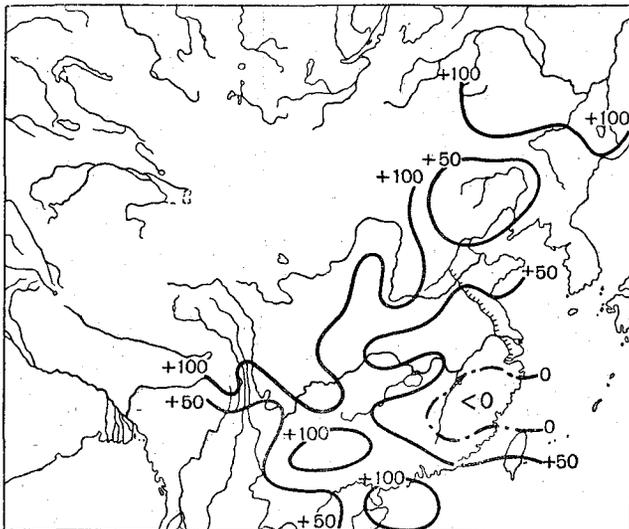


Рис. 10. Разность норм осадков (апрель — март) в процентах.

вития летнего муссона полярный фронт колеблется около течения р. Янцзы.

С апреля в северо-китайской равнине количество осадков уже начи-

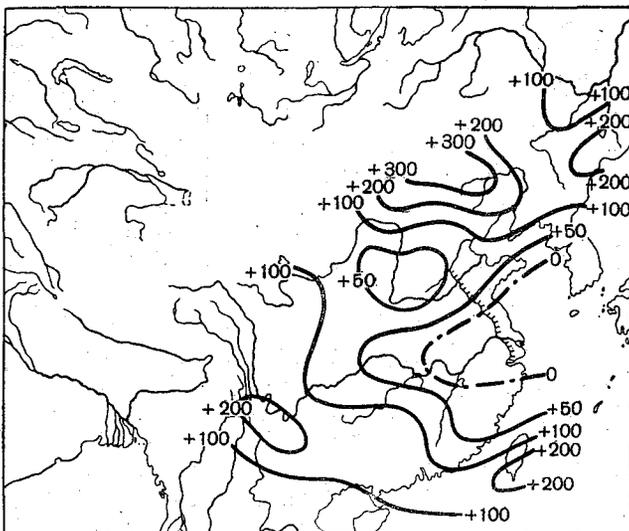


Рис. 11. Разность норм осадков (май — апрель) в процентах.

нает увеличиваться, достигая максимальной величины 300% в мае. Известно, что этот месяц характеризуется активизацией холодного фронта, образующегося между массами КПВ и мПВ над данным районом, о чем уже говорилось в п. 4.

Июль соответствует кульминационной (третьей) стадии в развитии летнего муссона. В этой стадии летний муссон захватывает южную и центральную части страны, отодвигая полярный фронт далеко к северу. Следовательно, на июльской карте обширная область падения осадков

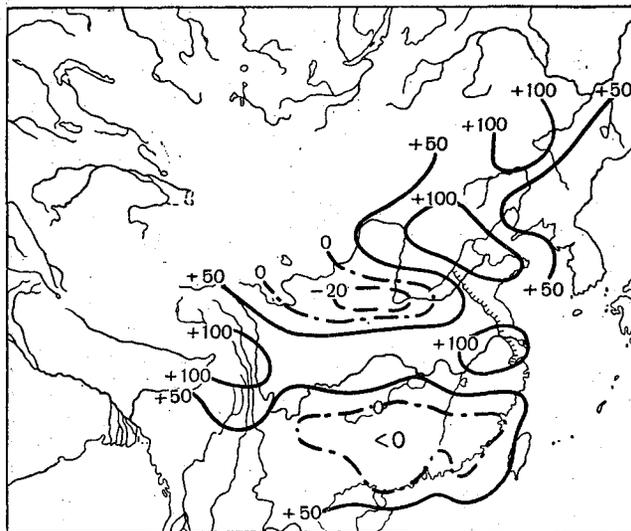


Рис. 12. Разность норм осадков (июнь — май) в процентах.

наблюдается в южной половине страны, а северную половину ее занимает область роста. Нулевая линия изменения осадков параллельна течению р. Янцзы. Эта картина еще раз свидетельствует о том, что без

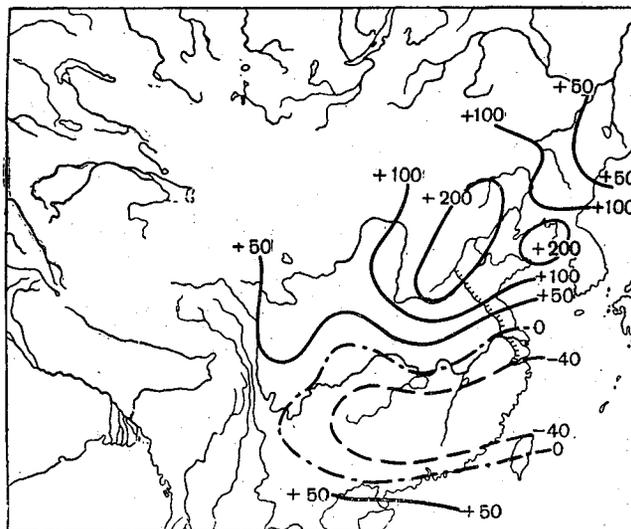


Рис. 13. Разность норм осадков (июль — июнь) в процентах.

фронтально-циклонической деятельности существенных осадков муссон не дает, несмотря на его максимальное развитие.

В августе над большой территорией Китая количество осадков уменьшается (за исключением юго-восточного побережья и верховья

р. Хуанхэ). Общее уменьшение осадков соответствует ослаблению и отступлению летнего муссона. Их рост над верховьем р. Хуанхэ вызывается деятельностью полярного фронта, находящегося впереди уси-

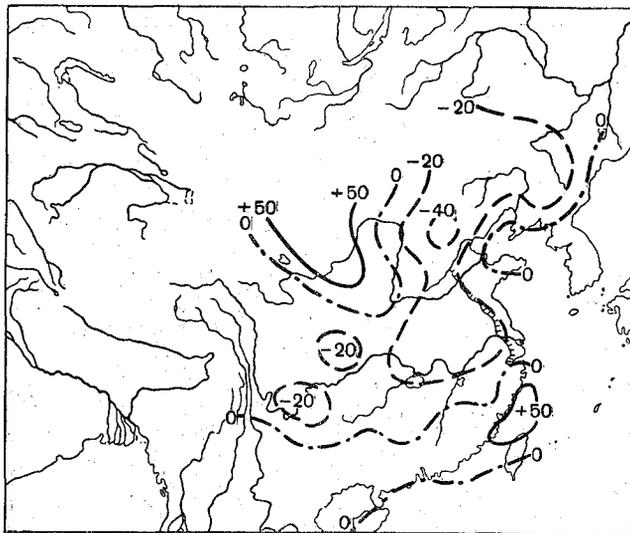


Рис. 14. Разность норм осадков (август — июль) в процентах.

вающегося сибирского антициклона, а полоса роста вдоль юго-восточного побережья создается тайфунами, которые в это время наступают на прибрежный Китай с относительно большой частотой.

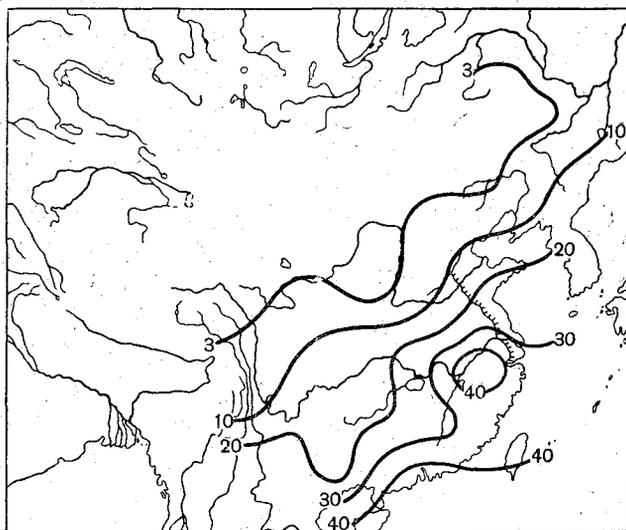


Рис. 15. Изменчивость (σ) осадков в январе.

В заключение остановимся на вопросе об изменчивости месячных сумм осадков на территории Китая.

Под изменчивостью какого-либо метеорологического элемента понимают его рассеяние. В качестве меры рассеяния нами взято среднее квадратичное (стандартное) отклонение σ .

На рис. 15 и 16 представлены карты изменчивости месячных сумм

осадков Китая в январе и июле. Эти карты показывают, что изолинии σ в основном идут с юго-запада на северо-восток, совпадая с направлением годовых изогьет. При этом выявляются области максимума и минимума величины σ . В январе область максимума изменчивости наблюдается в холмистом районе севернее Южно-Китайских гор, а к югу от последнего величина σ относительно низка. Объясняется это тем, что зимний муссон Китая распространяется с северо-запада на юго-восток, оттесняя теплый воздух на наветренном склоне гор. В результате существенные осадки зимой выпадают в районе, расположенном к северу от Южно-Китайских гор, в связи с чем изменчивость осадков здесь оказывается наибольшей. Напротив, в районе, расположенном южнее этих гор, зимний муссон опускается, что вызывает фронтализ и рассеивание

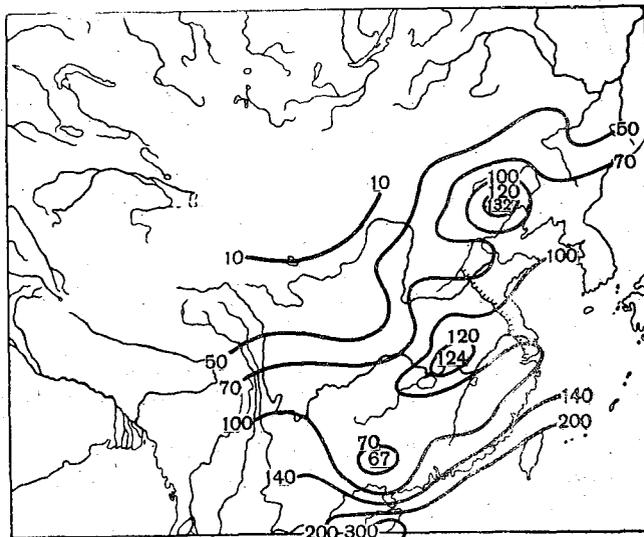


Рис. 16. Изменчивость (σ) осадков в июле.

облачности и осадков. Вследствие этого к югу от хребта осадки и их изменчивость уменьшаются.

В июле наблюдаются две области максимума величины σ , расположенные соответственно над нижним течением р. Янцзы и северо-китайской равниной. Эти максимумы явно связаны с фронтально-циклонической деятельностью, ибо полярный фронт в течение июля колеблется от течения р. Янцзы до бассейна р. Хуанхэ. Естественно, что на границах его колебания изменчивость осадков оказывается наибольшей.

Летом на юго-восточном побережье страны изолинии идут вдоль берега и к северу от Южно-Китайских гор величины σ относительно понижаются, т. е. изменчивость осадков становится меньше, чем в окружающих районах. Это объясняется тем, что летний муссон и тайфуны выделяют значительное количество воды при подъеме вдоль южного склона хребта, в результате чего в районе, расположенном южнее хребта, осадки и их изменчивость одновременно увеличиваются. Наименьшая величина σ как зимой, так и летом появляется там, где рельеф наиболее прост. Кроме того, величина σ в общем уменьшается с юго-востока к северо-западу, что соответствует общему уменьшению осадков в этом направлении.

В изменчивости количества осадков прослеживается четкий годовой ход (рис. 17). Максимум (минимум) ее приходится на тот месяц, в котором наблюдается максимум (минимум) количества осадков. Ампли-

туда изменчивости почти пропорциональна амплитуде годового хода осадков. Следовательно, годовая амплитуда изменчивости осадков показывает контраст между летом и зимой в отношении влажности. Од-

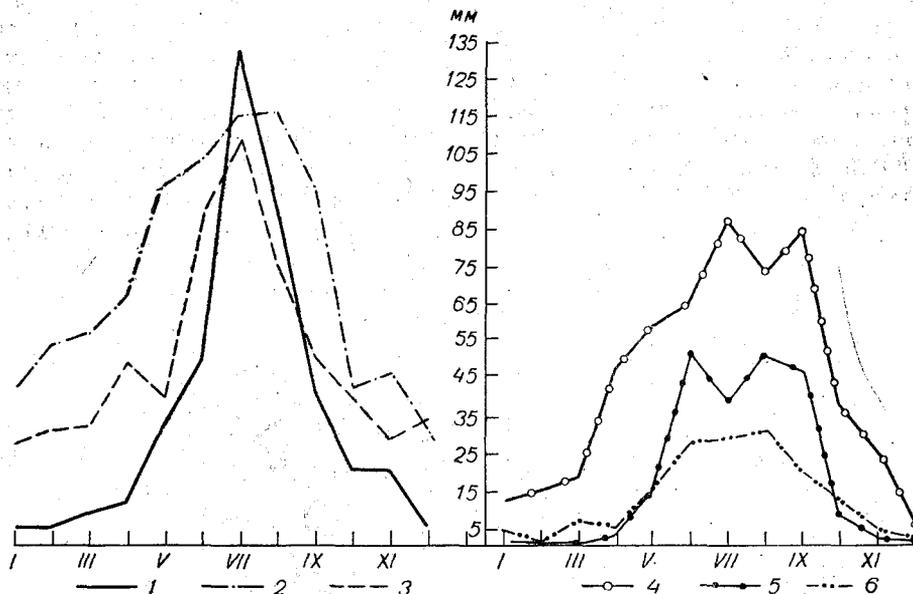


Рис. 17. Годовой ход изменчивости (σ) месячных сумм осадков (мм).
1 — Пекин, 2 — Канчжоу, 3 — Накин, 4 — Чунцин, 5 — Боактур, 6 — Ланьжоу.

нако она более устойчива, чем сама амплитуда осадков, особенно для тех станций, которые не имеют длинных рядов наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Го Ю-си. «Мэйюй» бассейна Янцзы в 1946 г. Журн. «Метеорология», т. 23, вып. 1—2, Пекин, 1952 (на кит. яз.).
2. Е Дэ-чжень и др. Сезонная деятельность холодного воздуха над Китаем. Журн. «Метеорология», т. 25, вып. 1, Пекин, 1954 (на кит. яз.).
3. Е Дэ-чжень и др. Исследование наступления и отступления струйных течений над южной Азией и юго-западной Америкой в 1945—1946 гг. Журн. «Метеорология», т. 23, вып. 1—2, Пекин, 1953 (на кит. яз.).
4. Лу-Во. Очерки климата Китая. Пекин, 1954 (на кит. яз.).
5. Погосян Х. П. Циркуляция атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1952.
6. Тао Ши-сань. Атмосферная циркуляция в приземном слое Китая. Журн. «Метеорология», т. 27, Пекин, 1949 (на кит. яз.).
7. Chang Ping-chen. Air mass interactions and the weather of China. Met. magazine, vol. XX, 1949.
8. Chang Xuan and Shi Giu-en. The activity of the anticyclone in Eastern Asia. Acta meteorologica sinica. China, vol. 28, N 3, 1957.
9. Chu Co-ching. The enigma of southeast monsoon in China. Journ. Geogr. Soc. China, 1934.
10. Dao Shin-yen and Chen Lung-shun. The structure of general circulation over continent of Asia in summer. Acta meteorologica sinica. China, vol. 28, N 3, 1957.
11. Pettersen S. Weather analysis and forecasting. Sec. Edition, vol. 1, 1956.
12. Tu Chang-wang. Chinese air mass properties. Quart. Journ., vol. 65, N 278, 1939.
13. Tu Chang-wang and Hwang Sze-sung. The advance and retreat of the summer monsoon in China. Collected scientific papers. Meteorology, Peking, 1954.
14. Воейков А. И. Климат области муссонов восточной Азии. Изв. Русск. географ. об-ва по общ. географ., т. 15, вып. 5, 1879.
15. Визе В. Ю. Климат морей Советской Арктики. Изд. ГУСМП, Л., 1940.

МНОГОЛЕТНЕЕ ИЗМЕНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ПОВТОРЯЕМОСТИ ТАЙФУНОВ НАД КИТАЕМ И ИХ СВЯЗЬ С ЭПОХАЛЬНЫМИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯМИ ФОРМ W, C, E

В статье выявляются основные закономерности в многолетнем изменении некоторых гидрологических и метеорологических элементов в Китае, а также повторяемости тайфунов, возникших в юго-западной части Тихого океана, методом построения интегральных кривых аномалий. Отыскиваются связи между изменениями указанных элементов и эпохальными преобразованиями форм атмосферной циркуляции северного полушария. Полученные связи объясняются и подтверждаются картами вероятности аномалий температуры и осадков при основных формах циркуляции, а также фактическими данными о годовом ходе изменения средних широт осей субтропического антициклона и штилевых зон Тихого океана. На основании указанных связей автор использует свои результаты для постановки исследования по проблеме сверхдолгосрочных гидрометеорологических прогнозов.

Изучение изменений и колебаний климата является одной из важнейших проблем современной климатологии. Как известно, для целесообразного изменения климата и использования его закономерного изменения в насущных интересах строительства социализма в Китайской Народной Республике необходимо умение предвидеть природные тенденции развития климата. Поэтому решение проблемы изменения климата весьма существенно и для развития теории долгосрочных прогнозов погоды. Однако эта проблема еще не разрешена, несмотря на ряд успехов, достигнутых в данной отрасли науки.

Многие выдающиеся советские климатологи [1], изучая причины больших изменений климата, пришли к выводу, что большинство климатообразующих факторов (инсоляция, вращение Земли вокруг Солнца, распределение суши и моря) неизменно для нынешней эпохи. В связи с этим современное колебание климата следует считать следствием современных колебаний солнечной активности, хотя механизм связи между ними пока еще не ясен. Однако факт связи колебания климата с солнечной активностью установлен давно. Об этой связи существует ряд гипотез.

В настоящее время можно считать установленным, что изменение солнечной активности оказывает определенное влияние на процессы формирования колебания общей циркуляции атмосферы, а через них и на изменение климата земного шара. Поэтому, чтобы объяснить закономерности многолетнего изменения климата, необходимо прежде всего изучать закономерности многолетнего колебания атмосферной циркуляции. Изменение атмосферной циркуляции всегда выражается в изменении ее конкретных форм. В качестве таких форм мы используем

типы циркуляции W, C, E, разработанные Г. Я. Вангенгеймом. Основные закономерности эпохального преобразования форм W, C, E довольно обстоятельно изложены в его монографии [2]. В данной статье мы излагаем некоторые результаты по изучению многолетнего изменения климата над Китаем и выявляем его связь с эпохальными преобразованиями общей циркуляции атмосферы северного полушария.

Для выявления закономерностей больших колебаний климата обычно применяют методы сглаживания и периодограммного анализа. Метод сглаживания позволяет исключить колебания относительно коротких периодов и тем самым более отчетливо выявить изменения длительного характера. Метод периодограммного анализа помогает обнаружить некоторую ритмичность в ходе метеорологических элементов. В данном исследовании, чтобы не упустить из вида особенностей режима климата и атмосферной циркуляции, связанных с малыми колебаниями, мы пользуемся методом интегральной кривой отклонения какого-то метеоэлемента от его многолетней средней.

Для изучения колебания климата над Китаем были построены интегральные кривые аномалий следующих элементов: средней годовой температуры, годового числа дней с грозами, годовой суммы осадков, средней годовой высоты уровня р. Хуанхэ и р. Янцзы и повторяемости тайфунов, возникших в юго-западной части Тихого океана.

Перейдем к рассмотрению многолетнего колебания этих элементов.

1. Средняя годовая температура

На рис. 1 изображены интегральные кривые аномалий средней годовой температуры на станциях Шеньян, Пекин и Шанхай и годового числа дней с грозами в Циндао. Как видно на рисунке, в 1918—1919 гг. произошел перелом в режиме температуры Восточного Китая. Годы до этого перелома характеризовались в общем более низкой температурой по сравнению с нормой. После перелома наступила эпоха с повышенной годовой температурой, которая продолжается до настоящего времени.

Перелом в режиме гроз произошел несколько позже, чем в режиме годовой температуры, но эпохи повышения и падения числа дней с грозовой деятельностью хорошо совпадают с эпохами изменения годовой температуры.

Как известно из многих работ, освещающих вопрос колебания климата, современное потепление Арктики и большей части северного полушария было начато именно с 1918—1919 гг. Отсюда следует, что повышение средней годовой температуры над Восточным Китаем является не местным явлением, а закономерным следствием колебания климата земного шара. Следовательно, колебание годовой температуры Восточного Китая имеет общие причины с изменением температурного режима других районов полушария.

Из работ [2], [3] мы знаем, что в конце прошлого и в начале текущего столетия была сильно развита меридиональная циркуляция C. Большое развитие в этот период получила и западная циркуляция W, а повторяемость формы восточной циркуляции E оставалась ниже нормы. В дальнейшем, вплоть до 1928 г. продолжалось развитие W, а повторяемость формы C стала ниже нормы. Перелом в режиме восточной циркуляции произошел примерно в 1917—1919 гг., т. е. с этих пор (вплоть до настоящего времени) она получила сильное развитие.

Интегральные кривые аномалий числа дней с формами W, C, E также изображены на рис. 1, на котором по оси ординат отложены интегральные суммы числа дней, а по оси абсцисс — годы.

На основании изучения ежедневных синоптических карт и карт барической топографии за последние годы было установлено, что при развитии формы Е в районе меридиана оз. Байкал углубляется высотная барическая ложбина и весь Восточный Китай находится под ее передней периферией. Следовательно, развитие процесса формы Е обуславливает усиление выноса с юга теплых воздушных масс и тем самым

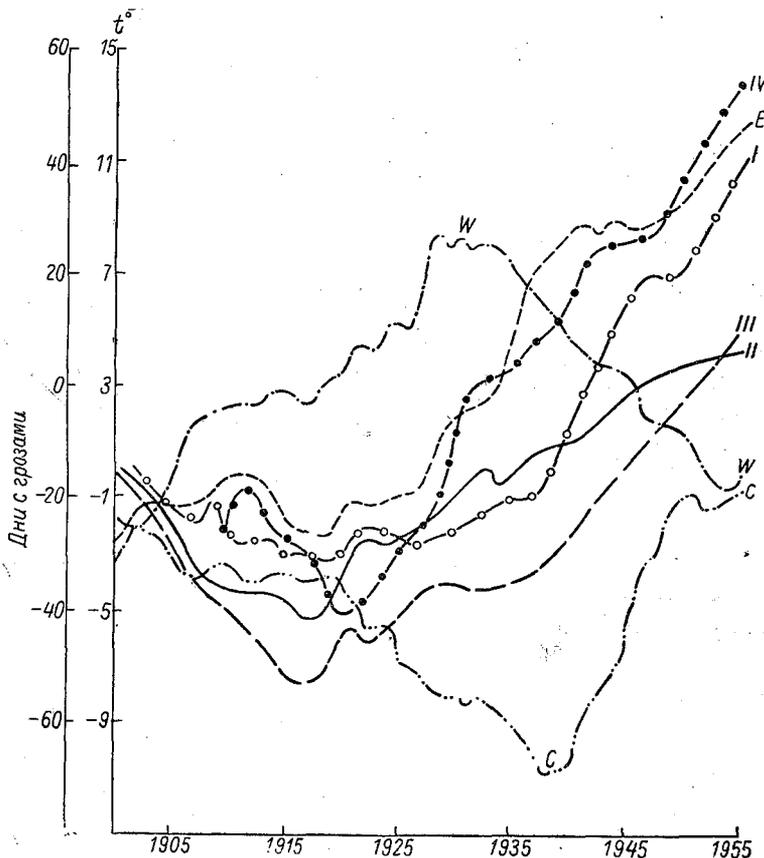


Рис. 1. Интегральные кривые аномалий годовой температуры в Шанхае (IV), Пекине (II), Шеньяне (III), грозовой деятельности в Циндао (I) и числа дней с формами W, E и C.

повышение температуры в Восточном Китае. Для доказательства этого нами были построены карты вероятности положительных аномалий месячной температуры для основных форм циркуляции W, C, E. Они приведены на рис. 2—4. Как видно на рис. 4, при форме E Восточный приморский Китай характеризуется положительными аномалиями месячной температуры. Сопоставляя интегральные кривые для формы E и для годовой температуры указанных станций, легко видеть, что перелом в режиме циркуляции E точно совпадает с переломом в режиме годовой температуры Восточного Китая.

Вследствие увеличения циклонической кривизны изогипс на поверхностях AT_{700} и AT_{500} и адвекции тепло и влажного воздуха с юга при форме E в Восточном приморском Китае увеличивается и грозовая деятельность.

При форме W на восточном побережье Китая, как правило, наблюдаются отрицательные аномалии температуры, поэтому в период до

1918—1919 гг. понижение температурного фона в Восточном Китае объясняется преобладанием процесса формы W.

Отсюда можно прийти к выводу, что эпохальное изменение годовой температуры и грозовой деятельности в Восточном Китае обусловливается эпохальными преобразованиями форм W, C, E: рост при развитии E и падение при развитии W.

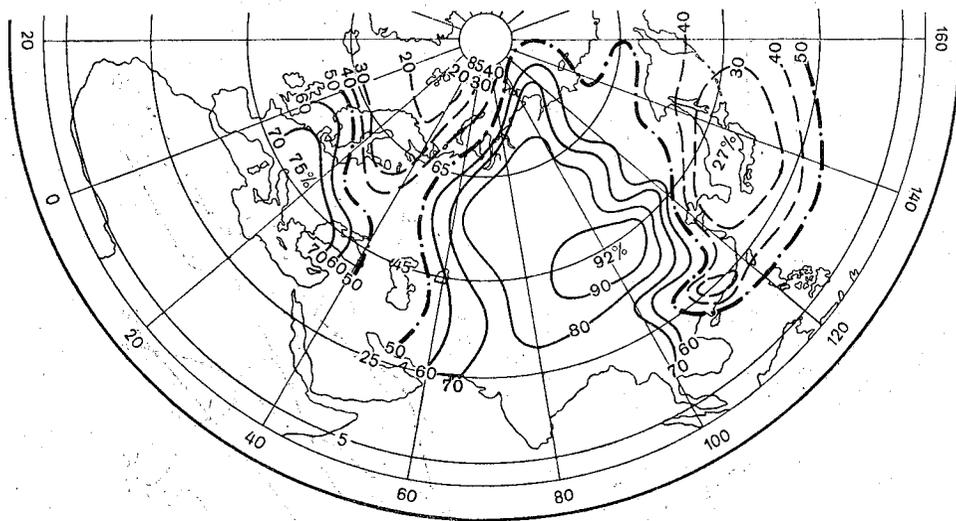


Рис. 2. Вероятности положительных аномалий температуры при W.

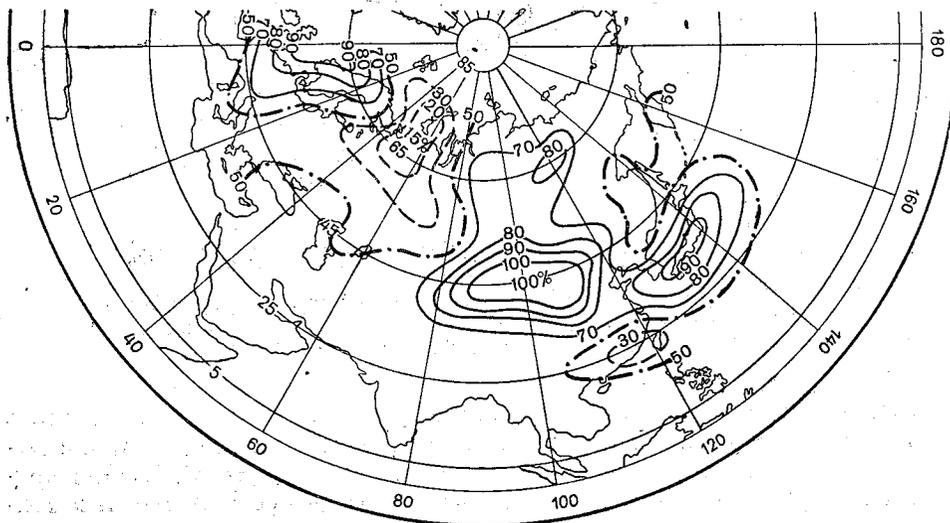


Рис. 3. Вероятности положительных аномалий температуры при C.

2. Годовая сумма осадков

На рис. 5 и 6 изображены интегральные кривые отклонений от нормы годовой суммы осадков для Пекина и Шанхая соответственно. Ход многолетнего колебания осадков гораздо сложнее, чем ход многолетнего колебания температуры. Однако все же наглядно выявляется ряд волн с различными периодами и амплитудами. Были подсчитаны средние периоды для максимумов и минимумов этих волн отдельно. Оказалось, что средний период между двумя соседними максимумами точно совпа-

дает со средним периодом между двумя соседними минимумами и составляет 19,2 года для Пекина и 15 лет для Шанхая. Эти волны мы условно называем эпохальными колебаниями. Наряду с ними хорошо выражено и колебание еще более длительного характера. Установлено, что 1894 г. был поворотным пунктом в ходе многолетнего колебания осадков в Пекине, так как в период до этого года максимум и минимум эпохального колебания неуклонно поднимались выше и выше, а после 1894 г. они начали понижаться. Поэтому на 1894 г. приходится мак-



Рис. 4. Вероятности положительных аномалий температуры при Е.

симум максимумов эпохального колебания. Обратная картина наблюдается в Шанхае. 1904 г. был тоже поворотным пунктом в ходе многолетнего колебания осадков в Шанхае. Однако этот год был минимумом минимумов эпохального колебания, так как в период до этого года максимум и минимум эпохального колебания с течением времени понижались, а после этого года они начали подниматься все выше и выше. Колебание такого характера условно называем вековым колебанием. Средняя продолжительность векового колебания не может быть определена из-за недостатка длительности имеющихся данных, но существование его несомненно.

Таким образом, в 1894 г. в Пекине наблюдался максимум векового

колебания, т. е. во второй половине XIX в. в Пекине количество осадков было повышенное (кривая в общем поднимается), а к началу XX в. наступил период с пониженным количеством осадков, который продолжается до настоящего времени (кривая в общем падает).

В Шанхае наблюдается обратный вековой ход. Вековой минимум произошел в 1904 г., т. е. до этого года количество осадков было пониженным, а после него — повышенным.

Вековой максимум в Пекине и минимум в Шанхае произошли весьма близко по времени. Это означает, что эти экстремумы не являются случайными, а возникли под общим влиянием определенных макросиноптических процессов.

Спрашивается, являются ли эти колебания (вековое и эпохальное)

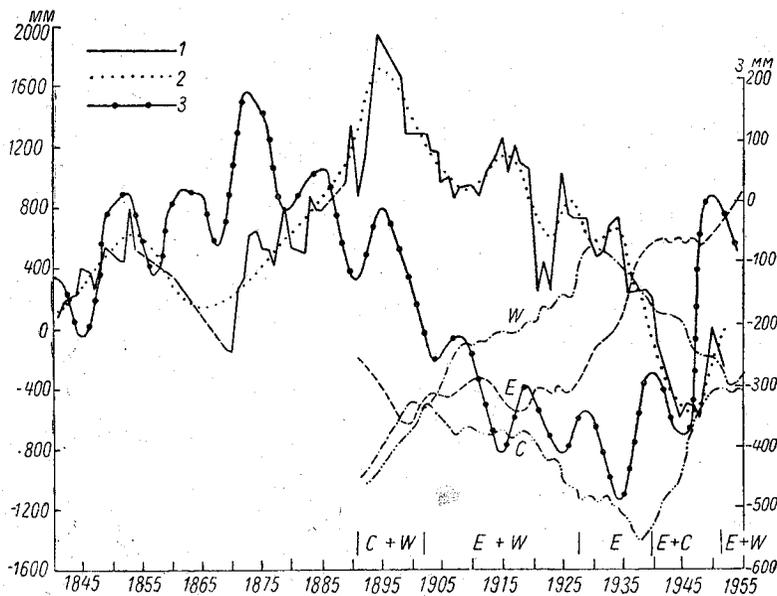


Рис. 5. Интегральные кривые аномалий годовых сумм осадков в Пекине и числа дней с формами W, E, C.

1 — интегральная кривая аномалий годовых сумм в Пекине, 2 — сглаженная кривая, 3 — интегральная кривая отклонений от нормы относительных чисел солнечных пятен.

солнечно обусловленными. Сопоставление указанных кривых осадков с интегральной кривой отклонений от нормы относительного числа солнечных пятен (числа Вольфа) не дает положительного ответа (рис. 5). Это и понятно, так как средний период колебания солнечной активности равен 11 годам, а средние периоды колебания годового количества осадков равны 19,2 годам для Пекина и 15 годам для Шанхая. В связи с этим различие ход кривой осадков иногда параллелен ходу кривой чисел Вольфа, а иногда обратен ему. Во всяком случае, здесь не было обнаружено определенной, удовлетворительной связи.

Перейдем к отысканию связи многолетнего колебания годовой суммы осадков с многолетним колебанием режима атмосферной циркуляции. Для этой цели ряд лет, с 1891 по 1955 г., был разделен на несколько периодов по ходу интегральных кривых аномалий числа дней с формами W, C, E, так как до 1891 г. не было данных по формам циркуляции, а собранный нами материал осадков кончается 1955 г. Как известно [3], период времени, в течение которого интегральная кривая растет, отличается аномально сильным развитием данной формы цир-

куляции (выше нормы), и мы его определяли как период развития этой формы. Если одновременно поднимаются две кривые, то данный период определяется как период комбинированного развития соответствующих форм.

Учитывая сказанное, на рис. 5 и 6 по оси абсцисс мы отложили формы атмосферной циркуляции, аномально сильно развивающиеся в данный период.

В последнем десятилетии прошлого века были развиты формы С и W, в то же время интегральная кривая аномалий годовых осадков в Пекине поднималась, а в Шанхае понижалась. В начале текущего столетия произошло преобразование С в W, а затем W в E. В соответствии

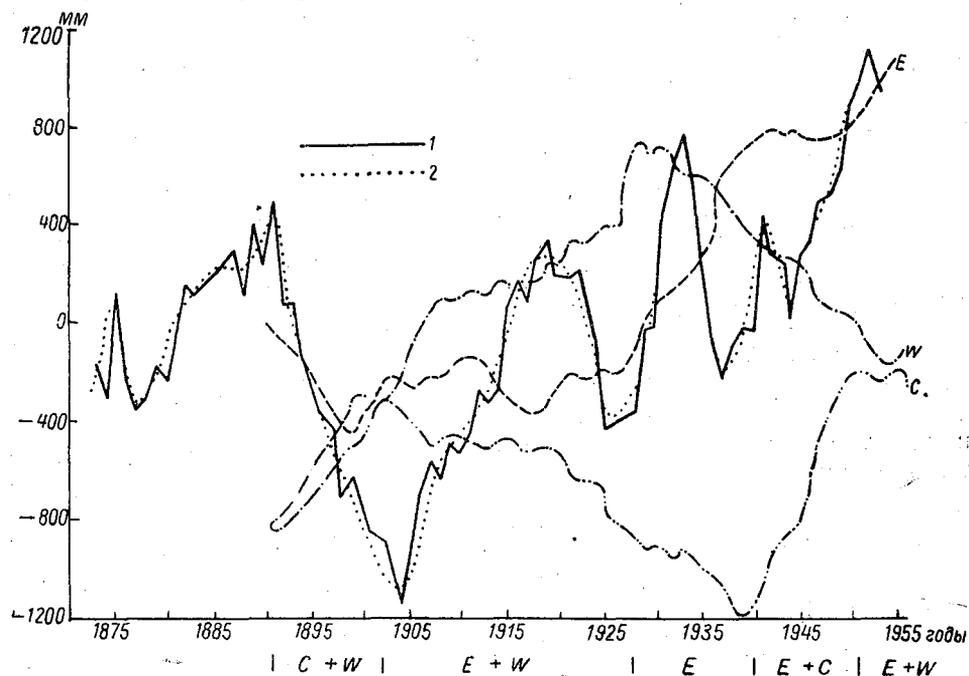


Рис. 6: Интегральные кривые аномалий годовых сумм осадков в Шанхае и числа дней с формами W, E, C.

1 — интегральная кривая аномалий годовых сумм осадков в Шанхае, 2 — сглаженная кривая.

с этим кривая аномалий осадков в Пекине начала падать, а в Шанхае — подниматься. В дальнейшем форма E продолжает развиваться, а интегральная кривая аномалий осадков в Пекине падает все ниже и ниже, а в Шанхае она растет все выше и выше. Следовательно, в период развития формы E Пекин в общем характеризуется дефицитом осадков, тогда как Шанхай — избытком осадков; наоборот, в период развития формы C годовые осадки в Пекине выше нормы, а в Шанхае ниже нормы.

Чем объясняется эта связь? Чтобы ответить на этот вопрос, мы построили карты вероятности положительных аномалий месячных осадков для основных форм циркуляции W, C, E. Эти карты представлены на рис. 7, 8, 9. Отметим, что на этих картах, там, где величины вероятности превышают 50%, имеют место положительные аномалии осадков; наоборот, там, где эти величины ниже 50%, наблюдаются отрицательные аномалии осадков. В полосах, где вероятность аномалий колеблется около 50%, величины осадков, как правило, близки к норме. Следовательно, изолинии меньше 50% выражают вероятности аномалий про-

твояположного знака. Чем меньше значение этих изолиний, тем будет вероятнее аномалия обратного знака.

Таким образом, при форме Е Шанхай характеризуется вероятностью

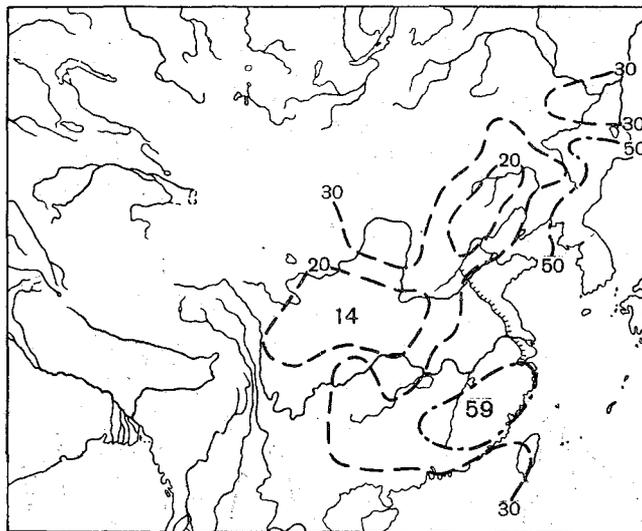


Рис. 7. Вероятность (%) положительных аномалий осадков при W.

положительных аномалий осадков, а Пекин — вероятностью отрицательных аномалий; при форме С, наоборот, в Пекине осадки превы-

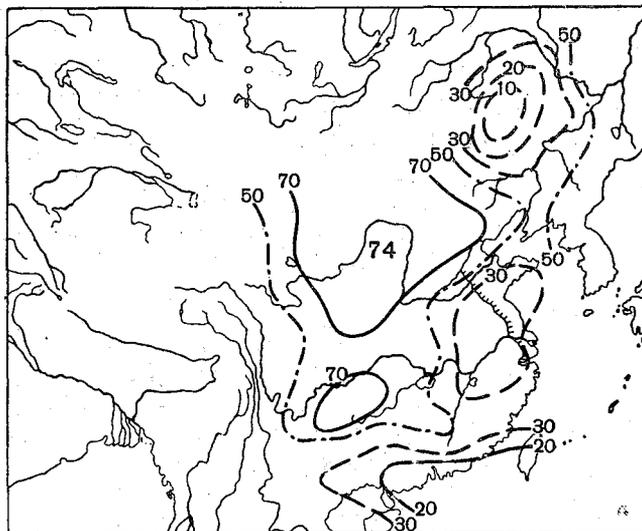


Рис. 8. Вероятность (%) положительных аномалий осадков при С.

шают норму с вероятностью больше 70%, а в Шанхае — ниже нормы с такой же вероятностью. Развитие формы W обуславливает дефицит осадков в том и другом районе. Весьма возможно, что наличие компонента W в период развития Е и С ухудшает найденную связь.

3. Средняя годовая высота уровня воды рек Хуанхэ и Янцзы

Хуанхэ и Янцзы — крупнейшие реки восточной Азии. Они не только представляют собой важнейшие транспортные артерии нашей страны, но и имеют большое экономическое значение для сельского хозяйства, так как к их бассейнам примыкают крупнейшие сельскохозяйственные районы. В связи с этим давно начали исследовать гидрологический режим этих рек, но лишь в Народном Китае развернулись плановые исследовательские и гидротехнические работы по их использованию.

Как известно, гидрологический режим данной реки тесно связан с метеорологическими условиями в районах ее бассейна. На основании этого делается попытка выявить некоторые особенности многолетнего колебания средней годовой высоты уровня воды Хуанхэ и Янцзы и оты-

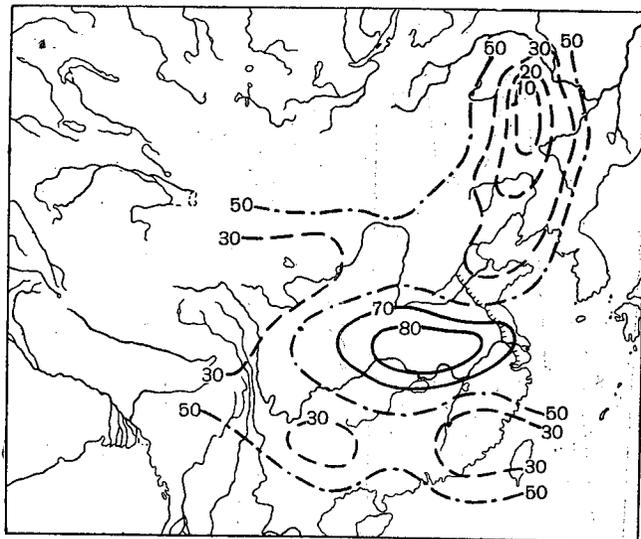


Рис. 9: Вероятность (%) положительных аномалий осадков при Е.

скать их связь с многолетним колебанием циркуляционного режима атмосферы.

На рис. 10 изображена интегральная кривая аномалий средней годовой высоты уровня воды р. Хуанхэ на ст. Шаньсей (кривая II). В период с 1920 по 1934 г. кривая сильно падает, т. е. этот период был маловодным, а в период с 1935 г. кривая сначала быстро растет, затем рост ее замедляется, т. е. данный период был полноводным. Перелом от маловодного периода к полноводному произошел в 1934 г. После периода роста водности с 1953 г. кривая снова начала падать, т. е. к настоящему времени наступил маловодный период.

Чтобы отыскать связь гидрологического режима р. Хуанхэ с режимом атмосферной циркуляции, на тот же рисунок были нанесены интегральные кривые аномалий числа дней с формами W, С, Е. Сравнение этих кривых показывает, что ход колебания уровня р. Хуанхэ обратен ходу кривой для формы W и почти параллелен ходу кривой для формы С. Следовательно, в климатическом отношении развитие формы W обуславливает падение высоты уровня воды р. Хуанхэ, а развитие С и Е — ее рост.

Спрашивается, чем объясняется эта связь. Чтобы ответить на заданный вопрос, обращаемся к картам вероятности аномалий месячных осадков при основных формах циркуляции W, С, Е (рис. 7, 8, 9).

При форме С большая часть (верхнее и среднее течение) бассейна р. Хуанхэ охвачена областью вероятности положительных аномалий осадков, т. е. имеет место избыток осадков. Это и обеспечивает повышение уровня р. Хуанхэ. Наоборот, при форме W весь бассейн р. Хуанхэ покрыт областью вероятности отрицательных аномалий осадков, т. е. осадки ниже нормы, что и объясняет падение уровня воды при данной форме. В случае развития формы Е часть бассейна (в районе ст. Шаньсей) имеет положительные аномалии осадков, а в остальных частях бассейна осадки несколько ниже нормы. Поэтому период разви-

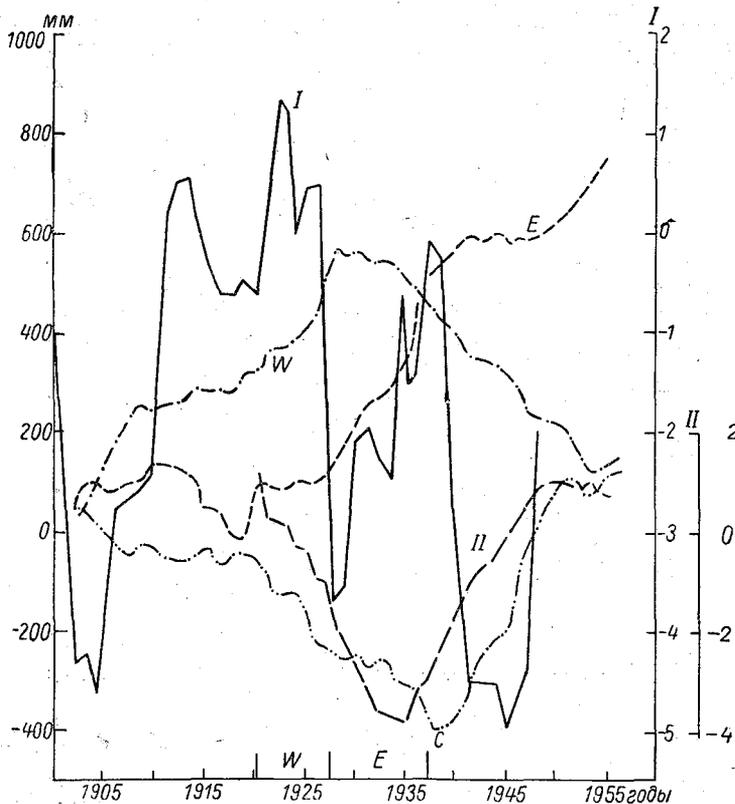


Рис. 10. Интегральные кривые аномалий средней годовой высоты уровня воды р. Янцзы (I) и р. Хуанхэ (II) и числа дней с формами W, E, C.

тия формы W точно совпадает с маловодным периодом р. Хуанхэ, а развитие форм С и Е обуславливает рост уровня р. Хуанхэ.

На рис. 10 изображена еще интегральная кривая аномалий средней годовой высоты уровня воды р. Янцзы на ст. Ханькоу (жирная сплошная кривая I). Эта кривая гораздо сложнее, чем для р. Хуанхэ. В данном случае связь гидрологического режима с режимом атмосферной циркуляции обладает скрытой формой. Чтобы вскрыть эту связь, на рис. 10 по оси абсцисс были отложены формы циркуляции, характерные для данного периода времени. В рассматриваемом ряду лет выделяются лишь два периода с развитием чистой формы, а остальные периоды характеризуются развитием комбинированного типа W+E или E+C. Как показано на картах вероятности положительных аномалий осадков при формах W, C, E, при E в бассейне р. Янцзы имеет место избыток осадков, тогда как при W — дефицит осадков. В случае раз-

вития формы С наблюдаются и та и другая картины на различных участках течения р. Янцзы. Это обстоятельство и затушевало картину истинной связи. Однако в период развития чистой формы W интегральная кривая аномалий высоты р. Янцзы, как правило, падает, а в период развития чистой формы E она в общем растет с кратковременным спадом.

Вышесказанное позволяет нам прийти к выводу, что между многолетним изменением средней годовой высоты уровня воды крупнейших рек Китая и изменением форм атмосферной циркуляции существует определенная связь, которая проявляется весьма четко для р. Хуанхэ и затушевывается для р. Янцзы.

4. Многолетнее изменение повторяемости тайфунов и его связь с эпохальными преобразованиями форм атмосферной циркуляции

Как известно, тайфуны являются тропическими циклонами, возникающими в юго-западной части Тихого океана. В течение года с мая по октябрь они наступают на берег Китая. Их наступление вызывает не только сильный ветер, но и большое количество осадков, превышающее 300—400 мм в сутки, что часто служит причиной наводнений в холмистом районе Юго-Восточного Китая. Поэтому уже давно китайские метеорологи обратили на тайфуны большое внимание. Интересен еще тот факт, что при наступлении тайфунов на материк их интенсивность сильно уменьшается вследствие приземного трения, и они быстро исчезают, проникнув в глубину материка не больше чем на 400—500 км. В результате этого влияние тайфунов на осадки оказывается значительным только для тех станций, которые расположены на самом побережье моря. Для того чтобы показать это влияние, рассмотрим табл. 1 [4].

Таблица 1
Выпадение осадков при тайфунах по отношению к годовым осадкам

Станция	Проценты	Станция	Проценты
Канчжоу	20,8	Нанкин	4,0
Фучжоу	17,2	Ханькоу	2,2
Шанхай	11,1	Пекин	3,3

Из табл. 1 следует, что большой вклад вносят тайфуны в годовые осадки таких станций, как Канчжоу, Фучжоу и Шанхай, которые расположены вдоль юго-восточного побережья моря. Гораздо меньшее значение для летних осадков имеют осадки, связанные с тайфунами в районе Нанкина, расположенного в 200 км от берега. В отдельные месяцы для станций на побережье вклад осадков, связанных с тайфунами, в летние суммы осадков еще более выражен. Например, в Канчжоу для августа осадки при тайфунах составляют 58%, а в Фучжоу 73%. Вполне естественно, что количество осадков, связанных с тайфунами, быстро уменьшается с увеличением широты.

Из изложенного следует, что для предсказания летних осадков в районе юго-восточного побережья Китая необходимо учитывать влияние тайфунов. Однако предсказание возникновения и движения тайфунов является одной из труднейших проблем метеорологии. Вследствие малой освещенности поверхности тропического океана метеорологиче-

скими данными эта проблема изучена недостаточно хорошо. Цель п. 4 настоящей статьи состоит в выявлении закономерности многолетнего изменения повторяемости тайфунов и его связи с эпохальными преобразованиями форм атмосферной циркуляции (типов W, C, E, по типизации Г. Я. Вангенгейма), что может оказаться полезным при разработке долгосрочных прогнозов повторяемости тайфунов.

С этой целью была построена интегральная кривая годовых аномалий повторяемости тайфунов. Она строилась следующим образом: сравнивалось годовое число тайфунов с его среднемноголетним (нормой) для ряда лет с 1900 по 1954 г., вычислялись величины отклонений от нормы, которые затем алгебраически суммировались. Эти суммарные величины откладывались по оси ординат, а по оси абсцисс—годы. Построенная кривая представлена на рис. 11. Из этого рисунка следует, что в рассматриваемом ряде лет можно выделить несколько периодов с подъемом кривой и ее спадом. Например, в период от 1941 по 1946 г. число тайфунов было выше нормы, а в следующий за ним период—ниже нормы. Далее, с 1950 г. кривая снова начала повышаться, т. е. в настоящее время наступил период с числом тайфунов, превышающим годовую норму.

Формы атмосферной циркуляции (типы W, C, E), будучи принципиально различными стадиями в развитии общей циркуляции атмосферы, должны оказывать определенное влияние и на процессы тропической атмосферы. Это побудило нас связать многолетнее изменение повторяемости тайфунов с эпохальными преобразованиями форм атмосферной циркуляции. Для этого были нанесены на рис. 1 интегральные кривые ежемесячных аномалий числа дней с типами атмосферной циркуляции Z , M_1 , M_2 . Эти типы установлены А. А. Гирсом [3] и наблюдаются в тихоокеано-американском секторе Северного полушария при формах W, C, E. На тот же рисунок нанесена еще интегральная кривая аномалий годовых значений чисел Вольфа.

На рис. 11 видно, что многолетнее изменение повторяемости тайфунов идет почти параллельно кривой типа зональной циркуляции (Z) и не параллельно кривой типа меридиональной циркуляции (M_2). Подсчитанный нами коэффициент корреляции между ходом указанных кривых равен 0,976. Были подсчитаны еще коэффициенты корреляции между кривыми повторяемости тайфунов и кривыми типа M_2 , а также числа Вольфа. Эти коэффициенты, равные соответственно $-0,952$ и $-0,864$, показывают наличие хорошей отрицательной корреляции между повторяемостью тайфунов и меридиональностью атмосферных процессов, а также солнечной активностью.

Для распространения полученного выше результата на отдельные месяцы летнего полугодия были построены интегральные кривые месячных аномалий повторяемости тайфунов. Затем эти кривые сопоставлялись с каждой из интегральных кривых аномалий дней с типами атмосферной циркуляции Z , M_1 , M_2 для того же месяца. Сопоставление этих кривых показывает, что интегральные кривые аномалий повторяемости тайфунов отдельных месяцев (с мая по октябрь) также идут согласно с ходом интегральных кривых повторяемости типа зональной циркуляции соответствующего месяца. Это позволяет сделать вывод, что найденная нами связь между типом зональной циркуляции и повторяемостью тайфунов существует и для каждого месяца. На рис. 12 как пример мы представили такие кривые для августа. Кроме того, был подсчитан коэффициент корреляции между кривыми аномалий дней с типом зональной циркуляции и повторяемости тайфунов для шести летних месяцев (с мая по октябрь). Результаты показаны в табл. 2. Эти

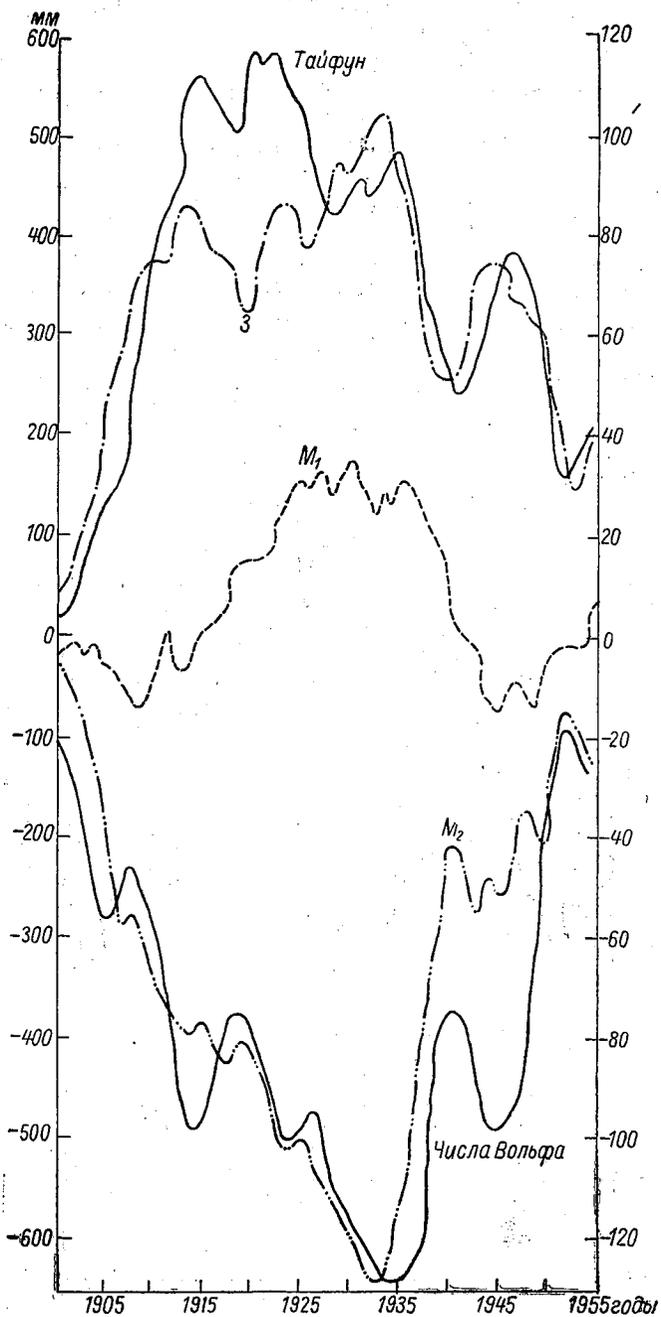


Рис. 11. Интегральные кривые ежемесячных аномалий числа дней с типами циркуляции в Тихом океане Северного полушария и годовых аномалий повторяемости тайфунов.

коэффициенты тоже достаточно высоки, за исключением коэффициентов для мая и июня.

Возникает вопрос о том, почему именно при зональной циркуляции в Тихом океане число тайфунов часто выше нормы.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции между зональной формой циркуляции и тайфунами

Месяцы	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
Коэффициенты корреляции . . .	0,550	0,680	0,920	0,985	0,967	0,956

Ответ на этот вопрос дать не легко ввиду отсутствия в настоящее время общепризнанной теории образования тропических тайфунов. Поэтому предложенное ниже объяснение имеет предварительный характер.

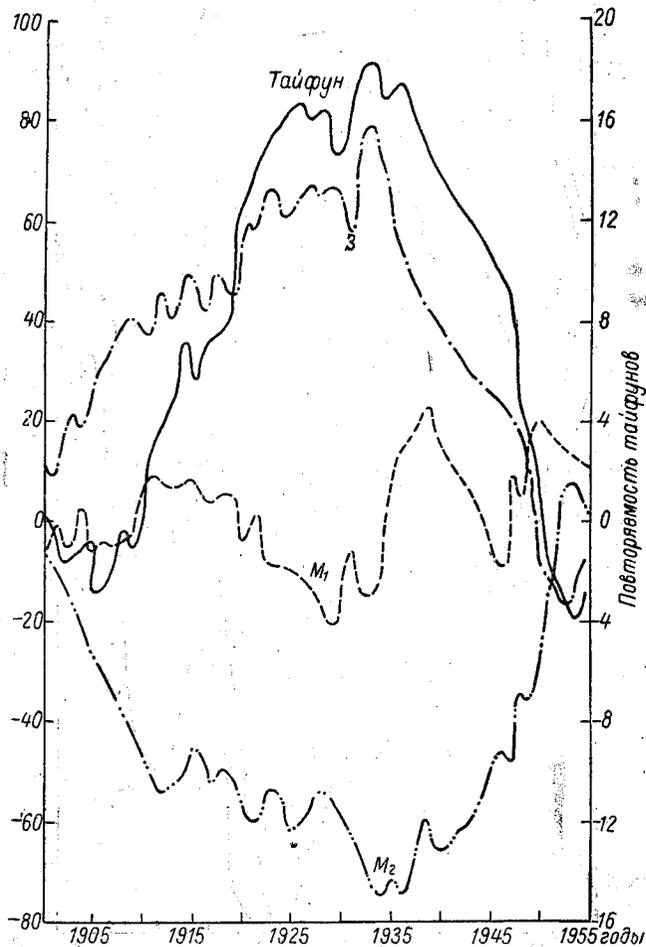


Рис. 12. Интегральные кривые аномалий числа дней с типами циркуляции в Тихом океане и повторяемости тайфунов в августе.

По Гирсу [3], при типе 3 в атмосфере наблюдается ряд волн с малой амплитудой, быстро смещающихся с запада на восток. В связи с этим межширотный обмен ослаблен, причем западно-восточный перенос и субтропический антициклон расположены на более высокой широте,

чем их среднее многолетнее положение в данном сезоне. Такое обстоятельство способствует повышению температур воздуха и поверхности воды в тропических широтах по двум причинам: во-первых, ввиду ослабления межширотного обмена, что уменьшает приток холодного воздуха к тропикам, и, во-вторых, сильное нисходящее движение в южной периферии субтропического антициклона создает зону с высокой температурой. Последнее обстоятельство, возможно, нарушает баротропность тропиков и в них возникает временная бароклинность атмосферы. Вследствие смещения субтропического антициклона к северу, с одной стороны, тропическая атмосфера будет захватывать большее, чем обычно, пространство, достаточное для возникновения и развития тропического циклона, а, с другой стороны, возникшая бароклин-

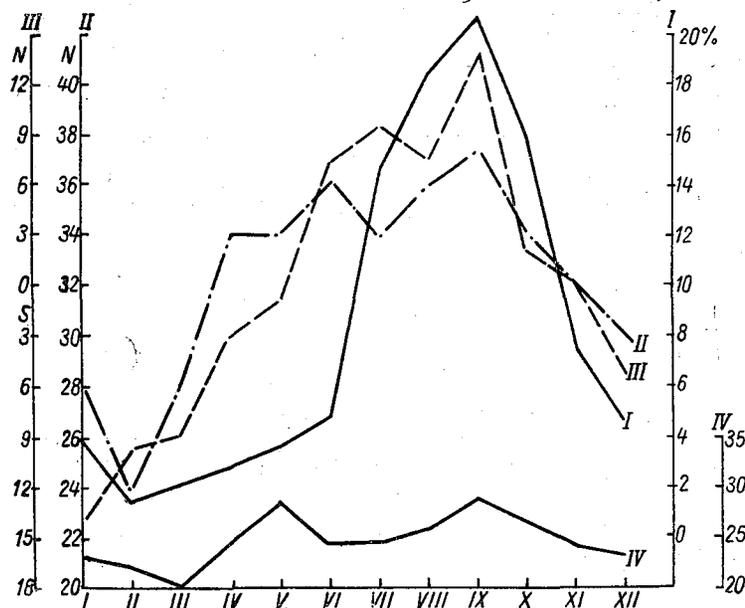


Рис. 13. Годовой ход колебания по широтам осей субтропического антициклона (II) и штилевых полос (III) в западной части Тихого океана, по Гордону, и среднемноголетнего числа (процент годового числа) тайфунов (I), а также годового ход повторяемости типа 3 за период с 1900 по 1954 г. (IV).

ность увеличивает изменение давления. Поэтому при наличии разрыва ветра в зоне восточного переноса указанные выше факторы будут способствовать образованию тропического циклона. Это подтверждается ходом кривой IV на рис. 13. Рассмотрим рис. 13, в котором представлены четыре кривые: кривая I — годовой ход изменения среднемноголетнего числа тайфунов, кривая II — годовой ход изменения средних широт оси субтропического антициклона в западной части Тихого океана, по данным Гордона [5], а кривая III — годовой ход изменения средних широт оси штилевых полос Тихого океана, наконец, кривая IV — годовой ход повторяемости типа зональной циркуляции. На рис. 13 видно, что максимум повторяемости тайфунов в годовом ходе соответствует самому северному положению оси субтропического антициклона и штилевых зон, причем три максимума приходятся не на июль, как на самый теплый месяц для Северного полушария, а на сентябрь, когда наблюдается вторичный максимум повторяемости по месяцам типа зональной циркуляции (за период с 1900 по 1954 г.).

Отсюда следует, что даже на средний многолетний режим тайфунов тип зональной циркуляции накладывает свой отпечаток.

В заключение отметим, что построенные интегральные кривые отклонений от нормы средней годовой температуры, годового числа дней с грозами, средней годовой высоты уровня воды рек Хуанхэ и Янцзы, годовой суммы осадков и повторяемости тайфунов показывают некоторые закономерности многолетнего колебания режима климата над Китаем и тем самым позволяют судить об общей тенденции его дальнейшего развития. Наличие связи между многолетними колебаниями режима перечисленных гидрометеорологических элементов и тайфунов, с одной стороны, и режима атмосферной циркуляции, с другой, подтверждает полученные закономерности и значительно повышает их прогностическую ценность. Это объясняется тем, что, зная дальнейшее развитие форм W, C, E, мы можем указать общую тенденцию развития режима климата Китая в наступающей эпохе.

Из работ Гирса известно, что предстоит эпоха с аномальным развитием формы западной циркуляции. В таком случае на основании вышеизложенного можно предполагать, что эта эпоха будет характеризоваться общим дефицитом осадков, падением уровня воды рек Хуанхэ и Янцзы при понижении температурного фона в Восточном и Южном Китае и его повышении в Северном Китае.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П., Дроздов О. А. и Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. Ч. I и II. Гидрометеоздат, Л., 1952.
2. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Труды АНИИ, т. 34, 1952.
3. Гирс А. А. Многолетние преобразования форм атмосферной циркуляции и изменение солнечной активности. Метеорол. и гидрол., № 10, 1956.
4. Лу Во. Очерки климата Китая. Пекин, 1954 (на кит. яз.).
5. Gordon A. Seasonal variation of the axes of low-latitude pressure and divergence patterns over the oceans. Quart. Journ. of the Royal Meteorol. Soc., vol. 77, No 332, 1951.

✓ СВЯЗ СУТОЧНЫХ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА С РАЗНОВИДНОСТЯМИ ПРОЦЕССОВ ВОСТОЧНОЙ ФОРМЫ ЦИРКУЛЯЦИИ

В статье содержатся сведения о распределении ежедневных средних суточных аномалий температуры воздуха по Европейской территории СССР (без Кавказа) в зимние месяцы (XII—III) за период с 1891 по 1950 г.

Все многообразие в распределении аномалий температуры обобщено по разновидностям процессов восточной формы циркуляции.

Наряду с качественной картиной распределения аномалий температуры в зависимости от элементарных синоптических процессов дается их количественная характеристика по грациям температур.

Приведенные в статье материалы уже сейчас могут быть использованы синоптиками для прогностических целей.

В данной статье мы остановимся на материалах исследования, которые были получены в результате работы методом Г. Я. Вангенгейма. Метод, разработанный Вангенгеймом для Арктики, как показали материалы исследования, может быть с успехом применен и для Европейской территории СССР (ЕТС), но для этого необходимо будет проделать крайне трудоемкую и большую работу по увязке отдельных метеорологических элементов с элементарными синоптическими процессами. Эти разработки сделаны нами только по одному метеорологическому элементу для зимних месяцев. Таким элементом является ежедневная средняя суточная аномалия температуры воздуха. Хорошо было бы получить аналогичные материалы и по другим метеорологическим элементам, характеризующим погоду. До получения таких материалов пользоваться методом Вангенгейма для дачи прогнозов применительно к ЕТС (без Кавказа) было бы преждевременно, так как без указанных материалов можно только скомпрометировать метод. Результаты статистических разработок покажут, в каком районе ЕТС и с какой степенью точности может быть предсказано то или иное метеорологическое явление. В нашей работе [2] была показана тесная сопряженность распределений аномалий температуры воздуха с разновидностями элементарных синоптических процессов западной формы циркуляции. Здесь же остановимся на рассмотрении полей температуры в зависимости от разновидностей элементарных синоптических процессов восточной формы циркуляции.

На основании типизации Вангенгейма все многообразие в распределении аномалий температуры по ЕТС в зимние месяцы (XII—III) за период с 1891 по 1950 г. было обобщено по разновидностям процессов восточной формы циркуляции.

Для этой цели по каждой разновидности элементарного синоптического процесса восточной формы циркуляции отбирались даты дней,

когда данный процесс отмечался, и соответственно этим датам выписывались значения ежедневных средних суточных аномалий температуры воздуха по 16 метеорологическим станциям, равномерно освещающим ЕТС. Далее производился подсчет знаков с положительной и отрицательной аномалиями температуры и затем для каждой станции отдельно вычислялась процентная повторяемость положительной аномалии. Данные процентной повторяемости наносились на бланковые карты и по ним проводились плавные кривые линии, соединяющие одинаковые значения повторяемостей. Полученные карты-схемы давали групповую картину распределения температурных полей в зависимости от разновидностей элементарных синоптических процессов восточной формы циркуляции. Такие карты позволяют установить не только характер распределения аномалий температуры, но и выявить частоту их повторяемости по территории. В пределах данной статьи мы не имеем возможности проиллюстрировать весь полученный нами материал и вынуждены ограничиться лишь рассмотрением двух разновидностей элементарного синоптического процесса: КарСВ1^a (Е) и СТV (Е).

На рис. 1 дано распределение аномалий температуры при элементарном синоптическом процессе КарСВ1^a (Е) восточной формы циркуляции для четырех зимних месяцев и схема этого процесса, по Вангенгейму. Нетрудно видеть, что при данной разновидности синоптического процесса распределение аномалий температуры во все зимние месяцы имеет хорошую согласованность с направленностью процесса. При этом наименьшая повторяемость положительных аномалий температуры отмечается на востоке ЕТС, где она составляет 10% общего числа наблюдений. По мере продвижения на запад вероятность положительных аномалий возрастает, достигая наибольших значений на юго-западе территории. Особенно больших значений достигает она в декабре и марте (70—80%). Что касается января и февраля, то в эти месяцы почти на всей территории ЕТС преобладают отрицательные значения аномалий температуры, которые изменяются в пределах от 60 до 90%.

Наряду с качественной картиной распределения аномалий температуры дается и количественная их характеристика по градациям. В табл. 1 помещена вероятность положительных и отрицательных аномалий температуры для зимних месяцев по каждой станции отдельно.

Анализ табл. 1 показывает, что в декабре и марте на многих станциях ЕТС наряду с большой повторяемостью отрицательных значений аномалий температуры при элементарном синоптическом процессе КарСВ1^a велика вероятность положительных аномалий, особенно на западе и юго-западе территории. В указанные месяцы средняя суточная температура воздуха в 20—35% случаев может быть на 5—10° выше нормы. В январе и феврале вероятность положительных аномалий температуры с отмеченной выше градацией незначительна. В эти месяцы на ЕТС преобладают отрицательные значения аномалий. Наибольшая их повторяемость приходится на градацию —5, —10°. Наряду с этой градацией в январе велика повторяемость других градаций: —10, —15° и ниже. В этом месяце вероятность того, что средняя суточная температура воздуха будет ниже нормы на 15° и более, составляет около 20%, т. е. одна пятая часть наблюдений приходится на эту градацию. В феврале вероятность этой градации на большей части территории не отмечается. Она сохраняется только на востоке (Свердловск — 19%) и частично на юго-востоке (Оренбург — 4%) территории, где их повторяемость не превышает 5%.

Указанное распределение полей температуры находится в тесной

зависимости от формирования и развития высотных гребней над континентами (рис. 1). Наличие высотных гребней приводит к нарушению западно-восточного переноса в зоне умеренных широт и возникновению в тропосфере ведущего восточного потока над континентом Евразии. Обычно для этих процессов характерным является двухстадийность развития. Первая стадия обозначается буквой «а», а вторая — буквой

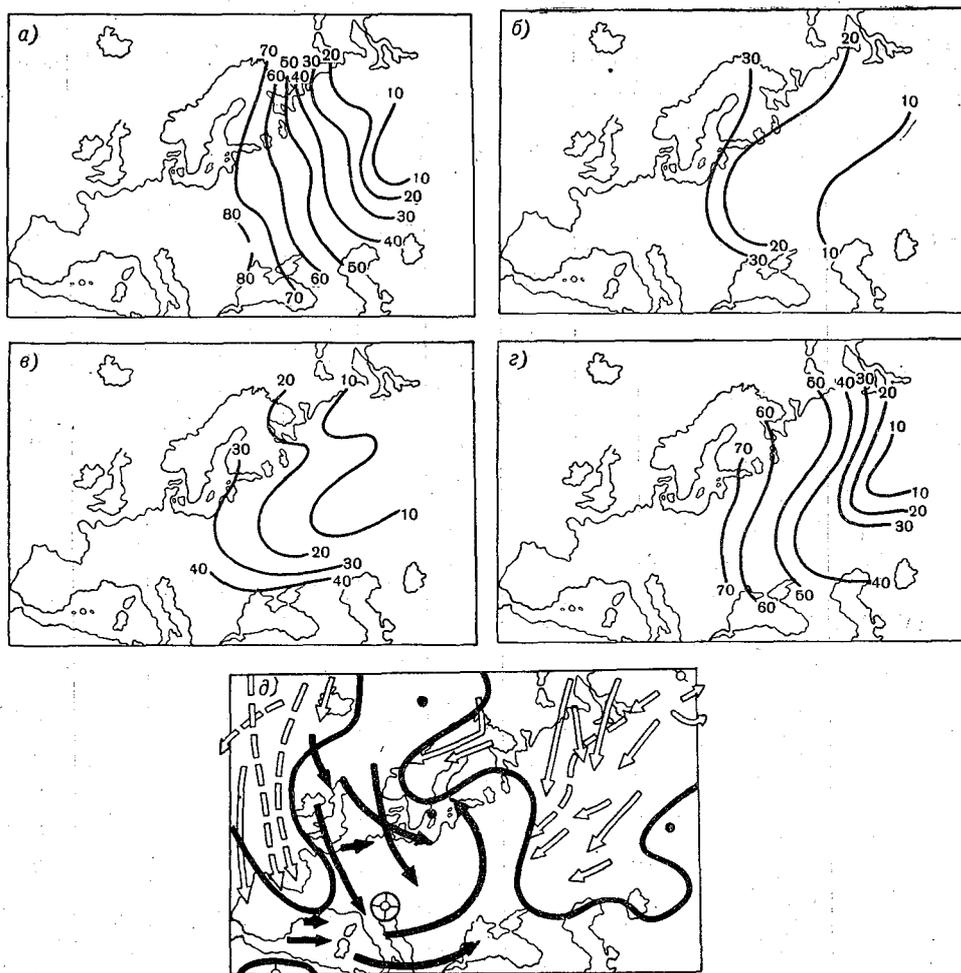


Рис. 1. Карты повторяемости положительных аномалий температуры на ЕТС в зимние месяцы при КарСВІ^а(Е) и схема КарСВІ^а процесса.
 а — декабрь, б — январь, в — февраль, г — март, д — схема КарСВІ^а (Е) процесса (по Г. Я. Вангенгейму).

«б». Вторая стадия процессов нами не рассматривается. Для этой стадии характерным является стационарирование антициклонов в более южных районах страны.

Особенностью первой стадии развития процесса КарСВІ^а является образование в восточном воздушном потоке холодных и низких антициклонов, формирующихся на северо-востоке континента. При этой стадии развития антициклоны перемещаются на ЕТС либо из района Таймырского полуострова, либо с Карского моря и гребнем напользуют на исследуемую территорию, обуславливая здесь наиболее пониженные значения аномалий температуры. Схема процесса, представленная

Таблица 1

Вероятность положительных и отрицательных ежедневных средних суточных аномалий температуры в зимние месяцы (XII—III) по градациям для двух разновидностей процессов восточной формы циркуляции (%)

Разновидность процессов	Станция	Положительные				Норма	Отрицательные			
		>15	10—15	5—10	2—5		2—5	5—10	10—15	>15

Декабрь

КарСВ1 ^а (Е)	Кола	0	6	34	24	12	6	3	9	6
	Усть-Цильма	0	0	8	8	5	10	36	20	13
	Архангельск	0	5	29	10	10	8	23	10	5
	Сыктывкар	0	3	14	0	15	14	14	20	20
	Ленинград	0	1	21	23	31	23	0	0	0
	Вологда	0	0	19	25	22	12	12	7	3
	Киров	0	0	13	13	18	15	18	21	2
	Свердловск	0	0	9	0	9	24	28	24	6
	Казань	0	5	8	21	18	14	13	21	0
	Москва	0	0	25	21	18	13	21	2	0
	Минск	0	0	21	30	31	13	5	0	0
	Киев	0	5	21	33	31	10	0	0	0
	Оренбург	0	2	5	13	14	21	38	5	2
	Харьков	0	4	26	20	38	10	2	0	0
	Сталинград	0	0	23	18	13	18	28	0	0
Одесса	0	0	38	25	21	14	2	0	0	
СТV(Е)	Кола	0	11	54	12	11	4	5	0	3
	Усть-Цильма	1	25	37	12	6	8	2	7	2
	Архангельск	0	10	45	16	14	8	4	3	0
	Сыктывкар	0	17	35	13	16	8	5	4	2
	Ленинград	0	2	48	25	10	7	7	0,5	0,5
	Вологда	0	2	30	30	9	13	10	4	2
	Киров	0	4	25	13	20	13	16	4	5
	Свердловск	0	2	27	22	12	11	12	8	6
	Казань	0	2	17	19	19	13	22	4	4
	Москва	0	1	28	20	17	8	20	4	3
	Минск	0	1	21	37	11	19	9	1	0
	Киев	0	1	12	38	20	15	9	5	0
	Оренбург	0	0	8	9	17	14	34	12	6
	Харьков	0	1	17	30	19	16	11	5	1
	Сталинград	0	0	0	21	7	15	24	19	4
Одесса	0	0	31	26	22	13	6	2	0	

Январь

КарСВ1 ^а (Е)	Кола	0	0	11	2	24	9	20	21	13
	Усть-Цильма	0	4	9	4	12	12	27	12	20
	Архангельск	0	0	4	9	11	20	9	21	26
	Сыктывкар	0	0	2	8	12	5	20	33	20
	Ленинград	0	0	6	8	14	10	28	18	16
	Вологда	0	2	0	4	8	15	33	17	21
	Киров	0	0	3	3	10	18	35	18	13
	Свердловск	0	0	2	4	8	16	14	30	26
	Казань	0	0	0	15	6	10	49	12	8

Разновидность процессов	Станция	Положительные				Норма	Отрицательные			
		>15	10-15	5-10	2-5		2-5	5-10	10-15	>15
СТV(E)	Москва	0	0	4	2	10	2	20	40	22
	Минск	0	0	0	0	6	30	21	29	9
	Киев	0	0	2	4	12	12	32	32	6
	Оренбург	0	0	0	2	13	17	41	21	6
	Харьков	0	0	0	5	13	13	33	31	5
	Сталинград	0	0	2	5	5	17	37	24	10
	Одесса	0	0	2	18	12	12	30	22	4
	Кола	1	27	21	23	14	4	6	4	0
	Усть-Цильма	17	32	20	10	12	7	2	0	0
	Архангельск	0	24	26	19	13	10	6	2	0
	Сыктывкар	2	23	17	20	15	11	8	3	0
	Ленинград	0	0	27	32	17	17	7	0	0
	Вологда	0	8	29	19	19	10	13	2	0
	Киров	0	8	23	8	27	16	12	6	0
	Свердловск	1	7	21	20	30	9	8	4	0
	Казань	0	7	21	16	18	14	17	7	0
	Москва	0	1	21	21	13	20	23	1	0
	Минск	0	0	38	27	20	9	5	1	0
	Киев	0	1	26	36	17	5	11	4	0
	Оренбург	0	4	18	15	15	15	21	9	3
	Харьков	0	0	22	27	22	17	9	3	0
	Сталинград	0	1	9	27	10	20	23	9	1
	Одесса	0	0	38	30	19	8	5	0	0

Февраль

КарСВ1 ^а (E)	Кола	0	4	7	4	21	22	21	21	0
	Усть-Цильма	0	0	0	0	24	14	43	19	0
	Архангельск	0	0	17	17	17	8	39	3	0
	Сыктывкар	0	0	0	16	11	31	31	11	0
	Ленинград	0	0	0	11	28	25	36	0	0
	Вологда	0	0	0	0	21	25	42	12	0
	Киров	0	0	0	9	23	14	36	18	0
	Свердловск	0	0	0	10	14	19	24	14	19
	Казань	0	0	0	10	19	14	43	14	0
	Москва	0	0	4	4	7	14	54	17	0
	Минск	0	0	4	17	17	17	28	17	0
	Киев	0	0	0	19	24	33	14	10	0
	Оренбург	0	0	4	8	0	28	32	24	4
СТV(E)	Харьков	0	0	0	7	13	20	60	0	0
	Сталинград	0	0	17	6	22	17	17	21	0
	Одесса	0	0	0	25	30	17	25	3	0
	Кола	2	9	44	14	14	9	4	4	0
	Усть-Цильма	0	29	46	12	2	2	2	7	0
	Архангельск	0	17	36	23	9	11	2	2	0
	Сыктывкар	0	11	39	27	14	7	0	2	0
Ленинград	0	2	55	17	20	2	4	0	0	
Вологда	0	8	25	45	15	2	5	0	0	
Киров	0	0	17	40	17	26	0	0	0	
Свердловск	0	2	14	44	32	4	4	0	0	
Казань	0	0	17	11	17	32	23	0	0	
Москва	0	0	23	17	33	16	11	0	0	
Минск	0	0	31	43	23	0	3	0	0	
Киев	0	0	24	48	26	2	0	0	0	

Разновидность процессов	Станция	Положительные				Норма	Отрицательные			
		>15	10-15	5-10	2-5		2-5	5-10	10-15	>15
	Оренбург	0	2	4	8	14	39	25	8	0
	Харьков	0	0	15	37	30	18	0	0	0
	Сталинград	0	3	4	13	8	24	44	4	0
	Одесса	0	0	16	55	25	4	0	0	0

М а р т

КарСВ1 ^а (Е)	Кола	0	10	10	20	30	3	20	7	0
	Усть-Цильма	0	4	32	14	14	7	7	22	0
	Архангельск	0	7	33	10	17	17	13	3	0
	Сыктывкар	0	0	23	23	17	17	10	10	0
	Ленинград	0	0	30	23	37	10	0	0	0
	Вологда	0	0	17	23	30	20	10	0	0
	Киров	0	0	25	13	12	25	8	17	0
	Свердловск	0	0	7	0	7	26	43	7	10
	Казань	0	0	20	17	23	23	7	10	0
	Москва	0	0	3	40	17	30	10	0	0
	Минск	0	0	10	53	17	17	3	0	0
	Киев	0	0	7	33	43	7	10	0	0
	Оренбург	0	0	13	13	20	13	25	13	3
	Харьков	0	0	7	46	10	20	17	0	0
	Сталинград	0	0	10	20	26	10	17	17	0
Одесса	0	0	0	43	41	13	3	0	0	
СТV(Е)	Кола	0	10	24	18	15	18	10	5	0
	Усть-Цильма	0	30	11	8	5	16	16	3	11
	Архангельск	0	5	41	24	13	5	8	2	2
	Сыктывкар	0	8	36	17	14	14	3	3	5
	Ленинград	0	0	39	26	13	10	10	2	0
	Вологда	0	3	29	24	29	3	3	9	0
	Киров	0	0	19	42	11	14	6	5	3
	Свердловск	0	0	29	29	13	7	10	5	7
	Казань	0	2	13	45	10	20	5	5	0
	Москва	0	0	18	15	29	20	18	0	0
	Минск	0	0	20	36	27	7	10	0	0
	Киев	0	0	5	39	34	5	17	0	0
	Оренбург	0	0	3	6	27	27	34	3	0
	Харьков	0	0	3	22	38	12	22	3	0
	Сталинград	0	0	0	3	37	21	29	7	3
Одесса	0	0	0	15	39	42	2	2	0	

на рис. 1 д, дает среднюю картину при процессе КарСВ1^а. В отдельные годы демаркационная линия, отделяющая антициклональное поле от циклонического, может видоизменять свою конфигурацию в зависимости от интенсивности процесса. В годы с ослабленной интенсивностью процесса антициклоны не проникают далеко на запад и юг территории. Их ареал распространения ограничивается крайними северо-восточными и восточными районами. В такие годы на большей части ЕТС хорошо выражены зональные составляющие циркуляции, обуславливающие положительную аномалию тепла, усиливающуюся выносами теплых масс воздуха, которые поступают по восточной периферии антициклона с берегов Черноморского побережья и Средиземного моря. В годы с интенсивным развитием процесса почти вся ЕТС находится под воздействием сибирского антициклона, который создает благоприятные условия для выхолаживания на обширных пространствах континента.

Зимой при резком ослаблении общей циркуляции атмосферы и устойчивости высотных гребней над обоими континентами отмечается наиболее холодная погода, при которой средняя суточная температура воздуха даже в западных и юго-западных районах ЕТС опускается ниже нормы на 15° и более. Физическая сторона этого вопроса ясна и вряд ли заслуживает особых объяснений.

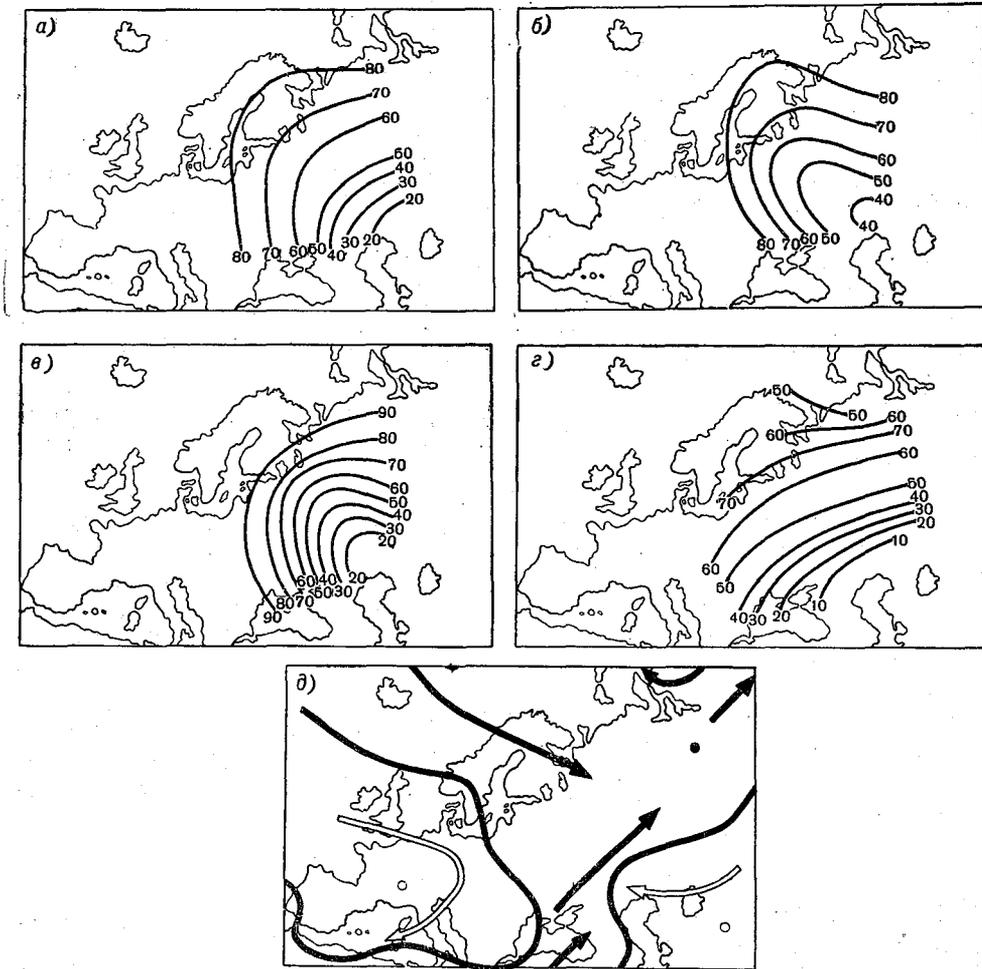


Рис. 2. Карты повторяемости положительных аномалий температуры на ЕТС в зимние месяцы при СТВ(Е) процессе и схема процесса СТВ(Е).
a — декабрь, *б* — январь, *в* — февраль, *г* — март, *д* — схема процесса СТВ(Е) (по Г. Я. Вангенгейму).

На рис. 2 приведены карты-схемы распределения аномалий температуры для четырех зимних месяцев (XII—III) за период с 1891 по 1950 г. при восточной разновидности процесса СТВ(Е) и схема этого процесса.

Приведенные карты указывают на четкую сопряженность между характером распределения аномалий температуры воздуха и схемой элементарного синоптического процесса СТВ(Е). Вполне очевидно, что во все зимние месяцы наименьшая повторяемость положительных аномалий температуры отмечается на юго-востоке территории, т. е. там, где, согласно схеме процесса (рис. 2 *д*), локализуется стационарный

антициклон. В этом районе вероятность положительной аномалии невелика и изменяется от 10 до 40%. Наибольших значений достигает она на северо-западе, западе и юго-западе ЕТС, где соответственно барическому полю карты территория подвергается воздействию циклонов, поступающих с Атлантики и Черного моря. Здесь вероятность положительных аномалий колеблется в пределах 70—90%.

Разновидность элементарного синоптического процесса СТВ(Е) возникает, как правило, при далеко зашедшем преобразовании западной циркуляции в восточную. При этой разновидности процесса, как и при процессе КарСВІ^а, происходит нарушение западного переноса и усиление материковых антициклонов. Только в данном случае район локализации антициклонов, в отличие от процесса КарСВІ^а(Е), смещен с северо-запада на юго-восток территории. Наряду с усилением сибирского антициклона и стационарированием его на юго-востоке ЕТС отмечается также активизация исландского минимума. Особенностью этого процесса является изменение путей циклонов с западных румбов на северо-западные и северные (ныряющие циклоны). В тылу таких циклонов на ЕТС поступают арктические массы воздуха, которые в случае интенсивного вторжения приводят к регенерации стационарного антициклона и распространению его на центральные районы Украины, а иногда и на Западную Европу. Если же вторжения арктических масс воздуха не приводят к регенерации стационарного антициклона, то в дальнейшем возможно восстановление западных переносов в зоне умеренных широт.

Карты-схемы (рис. 1—2) позволяют выявить только качественную сторону процесса, но оставляют не раскрытой количественную сторону исследуемого явления. Чтобы расшифровать внутреннюю структуру термического режима в зависимости от разновидностей элементарных синоптических процессов, была произведена разбивка аномалий температуры по градациям. Эти данные помещены в табл. 1. Пользуясь ими, уже и сейчас можно получить некоторые указания, которые могут быть использованы для прогностических целей. После того как будут рассмотрены вопросы преемственности элементарных синоптических процессов и выявлена роль интенсивности циркуляции, ценность полученных нами данных значительно возрастет. Здесь мы на этих вопросах не останавливаемся. Они будут изложены нами отдельно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Труды АНИИ, т. 34, 1952.
2. Дунаева А. В. Связь суточных аномалий температуры воздуха с разновидностями процессов западной формы циркуляции (см. настоящий выпуск).

СВЯЗЬ СУТОЧНЫХ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА С РАЗНОВИДНОСТЯМИ ПРОЦЕССОВ ЗАПАДНОЙ ФОРМЫ ЦИРКУЛЯЦИИ

В статье содержатся сведения о распределении ежедневных средних суточных аномалий температуры воздуха по Европейской территории СССР (без Кавказа) в зимние месяцы (XII—III) за периоды с 1891 по 1950 г.

Все многообразие в распределении аномалий температуры обобщено по разновидностям процессов западной формы циркуляции.

Наряду с качественной картиной распределения аномалий температуры дается их количественная характеристика по градиентам температур в зависимости от элементарных синоптических процессов.

Приведенные в статье материалы уже сейчас могут быть использованы синоптиками для прогностических целей.

Задачей настоящего исследования является изучение суточных аномалий температуры в зависимости от общей циркуляции атмосферы и отыскание путей к их прогнозированию. В основу исследования была положена типизация Г. Я. Вангенгейма, где наряду с основными формами циркуляции даны элементарные синоптические процессы, позволяющие производить дифференцированные разработки по линии синоптико-климатологических обобщений.

Г. Я. Вангенгейм, а позднее А. А. Гирс, Н. А. Анискина и др. установили целый ряд зависимостей между гидрометеорологическими явлениями и основными формами циркуляции. Установленные ими связи базировались на преобладающих переносах тропосферы умеренных широт, т. е. на учете процессов большого масштаба. При этом процессы малого масштаба не рассматривались.

Связи, которые были получены Вангенгеймом и учениками его школы, позволяли надеяться на существование не менее четких зависимостей между изменениями суточных аномалий температуры и процессами малого масштаба, поскольку процессы малого масштаба не существуют обособленно от макропроцессов, а составляют единый процесс, который, на первый взгляд, носит как бы случайный характер. В действительности же развитие атмосферных процессов протекало и протекает по метеорологическим законам, которые и должна вскрыть наука о прогнозах погоды.

Элементарные синоптические процессы представляют собой не случайную последовательность состояний, а причинно обусловленную цепь событий, где каждое звено этой цепи связано не только во времени, но и взаимодействием в пространстве, т. е. закономерно увязывается как с предшествующими, так и с последующими звеньями. Поэтому и те изменения, которые наблюдаются в распределении суточных аномалий температуры, следует искать во взаимоотношениях, возникающих

между термическим полем температуры и направленностью элементарных синоптических процессов, которые в свою очередь не могут не отразиться на развитии процессов общей циркуляции атмосферы. Только на основе реальных связей между тепловым состоянием атмосферы и характером воздушных потоков могут быть выявлены и установлены физические закономерности в развитии синоптических процессов и найдены пути к решению сложной и крайне трудной проблемы прогнозирования.

Для характеристики термического поля температуры на Европейской территории СССР (ЕТС) были взяты наблюдения 16 метеорологических станций, равномерно освещающих исследуемую территорию. Для этих станций по материалам климатологических справочников были построены гистограммы годового хода температуры, с которых снимались значения многолетних средних суточных температур воздуха для каждого дня отдельно. Далее для каждого дня вычислялись отклонения от нормы за весь имеющийся период наблюдений (1891—1955 гг.). Эти материалы положены в основу исследования. Следует отметить, что по некоторым станциям мы не имели полного архива наблюдений. Отсутствие материалов наблюдений за отдельные годы доставляло немало огорчений, особенно в тех случаях, когда та или иная разновидность процесса встречалась редко.

В соответствии с типизацией Вангенгейма все многообразие, наблюдаемое в распределении суточных аномалий температуры на ЕТС в зимние месяцы (XII—III) за период с 1891 по 1950 г., было обобщено по разновидностям процессов западной формы циркуляции.

Для этого по каждой разновидности западной формы циркуляции из работы Вангенгейма [1] отбирались даты дней и соответственно этим датам выписывались значения суточных аномалий температуры воздуха по указанным выше станциям. Затем подсчитывались все случаи, имеющие положительные значения аномалий температуры, и вычислялись по каждой станции отдельно их процентные повторяемости от общего числа наблюдений. Далее эти данные наносились на бланковые карты и по ним проводились плавные кривые, соединяющие одинаковые значения повторяемостей. Так были получены групповые карты-схемы, характеризующие распределение полей температуры в зависимости от направленности элементарного синоптического процесса. Такие карты обладают большой наглядностью, позволяют полностью осмыслить физическую сторону вопроса и глубже взглянуть в структуру термического режима с точки зрения последовательно развивающихся процессов.

В данной статье рассмотрим лишь две разновидности процессов западной формы циркуляции, которые зимой встречаются наиболее часто.

На рис. 1 даны карты повторяемостей положительных аномалий температуры на ЕТС с декабря по март при западном переносе (W) и схема процесса западного переноса (W).

Анализ этих карт по месяцам показывает, что во все зимние месяцы характер распределения положительных аномалий температуры дает одну и ту же картину. При этом вероятность знака положительной аномалии достигает высоких значений (до 90% и более). Наиболее высокая повторяемость знака положительных аномалий приходится на район Минска. По мере удаления от этого района вероятность их уменьшается. Такое распределение полей хорошо согласуется со схемой переносов барических образований, изображенных на рис. 1 д.

При западном переносе (W) полярный фронт лежит в средних широтах. В Атлантике в это время широкое развитие получает цикло-

ническая циркуляция, обуславливающая частые мощные выносы теплого морского воздуха на территории Европы и Азии. В ряде случаев эти вторжения происходят в системе прямолинейных изобар со свежими и сильными ветрами, приносящими на ЕТС значительные потепления, сопровождающиеся оттепелями.

Высокая повторяемость знака поля не позволяет, однако, судить

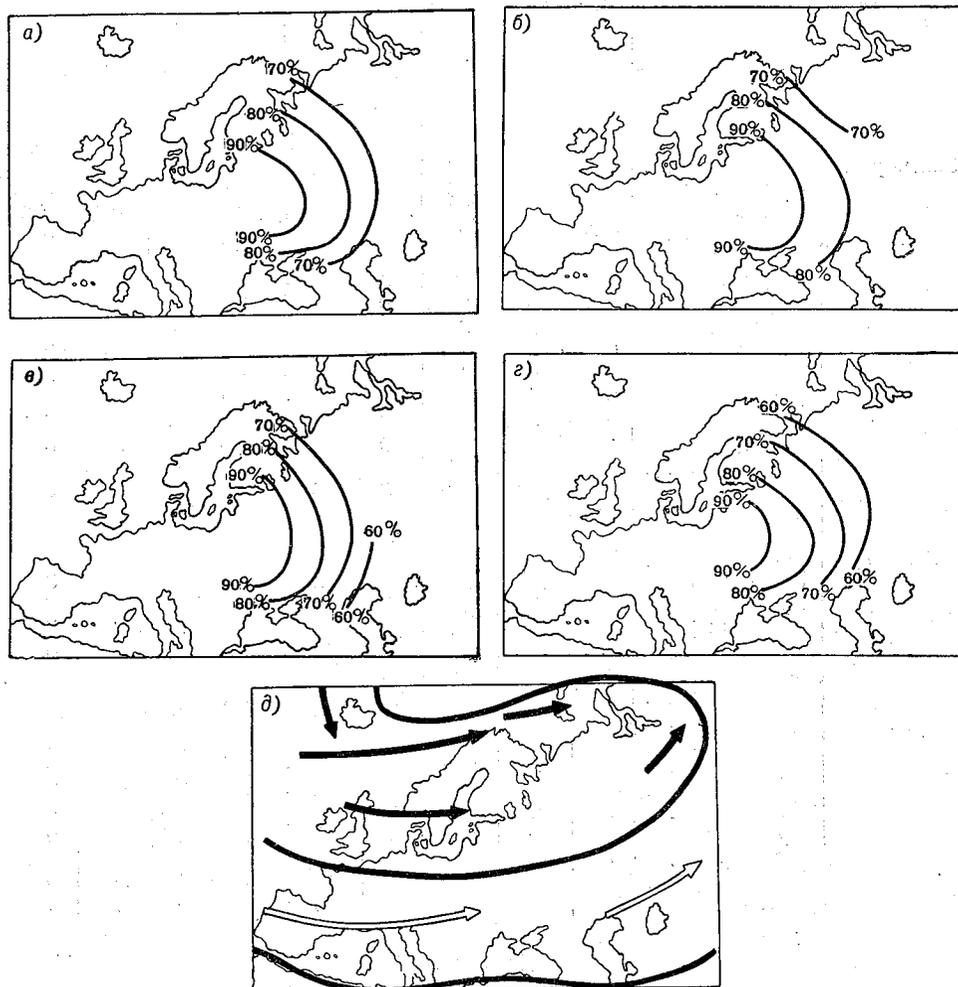


Рис. 1. Карты повторяемостей положительных аномалий температуры на ЕТС в зимние месяцы при западном переносе (W) и схема элементарного синоптического процесса западного переноса (W).

a — декабрь, б — январь, в — февраль, г — март, д — схема западного переноса (W).

о величинах аномалий температуры, наблюдаемых при той или иной разновидности процесса. Чтобы ликвидировать этот пробел и оценить количественные соотношения с указанной точки зрения, мы для каждой разновидности отдельно произвели разбивку величин аномалий температуры по градациям. Результаты этой работы приведены в табл. 1.

Анализ табл. 1 показывает, что при западном переносе (W) температура воздуха зимних месяцев обычно бывает выше нормы на 5—10° и более. Так, для Минска в январе указанная градация составляет 80%, в феврале 70% и т. д. Нет необходимости подробно останавливаться

Таблица 1

Вероятность (0/0) положительных и отрицательных ежедневных средних суточных аномалий температуры при различных разновидностях процессов западной формы циркуляции в зимнее время года (XII—III)

Разновидность процессов	Станция	>15	10—15	5—10	2--5	Норма	-2, -5	-5, -10	-10, -15	>-15
-------------------------	---------	-----	-------	------	------	-------	--------	---------	----------	------

Декабрь

Зап. пер. (W)	Кола	0	10	28	16	21	8	5	6	6
	Усть-Цильма	2	26	26	18	7	5	10	2	4
	Архангельск	0	18	35	19	12	10	5	0,5	0,5
	Сыктывкар	0,5	24	34	17	13	5	4	2	0,5
	Ленинград	0	2	58	19	10	6	4	1	0
	Вологда	0	11	48	20	11	5	4	0	1
	Киров	0	16	39	19	12	7	4	2	1
	Свердловск	1	10	31	18	17	13	8	2	0
	Казань	0	20	41	12	13	8	4	2	0
	Москва	0	9	49	24	9	6	2	1	0
	Минск	0	0	64	26	3	6	0	1	0
	Киев	0	0,5	36	38	14	6	2	0	0,5
	Оренбург	1	17	31	10	12	10	11	5	3
Ан (W)	Харьков	0	2	45	16	16	10	4	6	1
	Сталинград	1	8	42	13	14	8	8	6	0
	Одесса	0	0	18	36	23	10	10	2	1
	Кола	0	2	15	22	18	11	15	10	7
	Усть-Цильма	0	16	29	16	8	13	12	3	3
Архангельск	0	3	29	15	16	13	15	7	2	
Сыктывкар	1	19	33	18	10	7	6	3	3	
Ленинград	0	1	23	29	17	15	11	4	0	
Вологда	0	6	37	20	11	7	11	6	2	
Киров	0	13	37	20	13	5	6	4	2	
Свердловск	3	11	34	18	13	8	9	3	1	
Казань	0	19	39	17	9	11	3	2	0	
Москва	0	5	40	22	20	9	3	1	0	
Минск	0	0	33	38	20	6	3	0	0	
Киев	0	0	35	38	15	8	4	0	0	
Оренбург	1	13	45	18	11	6	5	1	0	
Харьков	0	4	43	31	16	4	2	0	0	
Сталинград	1	11	46	21	11	6	4	0	0	
Одесса	0	1	30	33	20	11	5	0	0	

Январь

Зап. пер. (W)	Кола	0	15	32	15	14	9	9	4	2
	Усть-Цильма	4	28	28	11	7	3	7	5	7
	Архангельск	4	33	29	14	7	3	7	2	1
	Сыктывкар	6	24	36	9	5	8	8	4	0
	Ленинград	0	17	63	11	4	3	2	0	0
	Вологда	1	49	30	10	7	1	2	0	0
	Киров	1	36	31	17	6	4	4	1	0
	Свердловск	2	21	38	21	11	2	4	1	0
	Казань	2	39	33	11	12	3	0	0	0
	Москва	0	33	41	11	11	2	2	0	0
	Минск	0	2	78	11	7	1	1	0	0
	Киев	0	1	66	25	2	4	2	0	0
	Оренбург	4	18	35	12	14	11	5	1	0
Ан (W)	Харьков	0	7	53	28	5	3	2	2	0
	Сталинград	0	14	43	21	10	3	8	1	0
	Одесса	0	1	35	37	18	8	1	0	0

Разновидность процессов	Станция	>15	10-15	5-10	2-5	Норма	-2,-5	-5,-10	-10,-15	>-15
Ан (W)	Кола	0	7	17	17	12	13	13	13	8
	Усть-Цильма	0	22	21	13	10	10	15	9	0
	Архангельск	1	12	27	12	7	14	14	7	6
	Сыктывкар . . .	1	21	33	13	3	10	6	9	4
	Ленинград	0	2	37	22	11	12	10	6	0
	Вологда	0	17	34	17	10	9	10	3	0
	Киров	0	13	27	26	8	7	10	7	2
	Свердловск . . .	3	16	29	16	16	8	7	4	1
	Казань	0	20	30	20	12	9	9	0	0
	Москва	0	9	33	25	14	10	9	0	0
	Минск	0	3	44	23	14	8	6	2	0
	Киев	0	0	47	27	19	5	2	0	0
	Оренбург	2	19	31	18	14	7	6	3	0
	Харьков	0	5	54	26	8	6	1	0	0
Сталинград . . .	3	26	39	15	5	4	6	2	0	
Одесса	0	1	38	37	13	7	4	0	0	

Февраль

Зап. пер. (W)	Кола	1	11	29	16	13	10	12	6	2
	Усть-Цильма	2	13	31	17	14	8	9	4	2
	Архангельск	0	18	34	14	15	8	7	2	2
	Сыктывкар . . .	0	19	26	22	14	10	6	1	2
	Ленинград	0	8	58	22	4	4	3	1	0
	Вологда	0	27	38	13	13	5	1	2	1
	Киров	0	21	26	19	15	10	6	3	0
	Свердловск . . .	0	14	29	13	19	7	10	7	1
	Казань	6	31	15	17	15	4	7	5	0
	Москва	0	21	46	9	14	4	3	2	1
	Минск	0	0	70	12	10	3	3	2	0
	Киев	0	0	53	21	13	6	5	1	1
	Оренбург	2	20	21	9	10	10	15	11	2
	Харьков	0	7	61	12	9	2	7	1	0
Сталинград . . .	0	22	29	11	14	4	13	7	0	
Одесса	0	1	27	28	27	8	6	2	1	
Ан (W)	Кола	0	1	23	9	22	9	18	11	7
	Усть-Цильма	1	9	24	16	15	11	11	11	3
	Архангельск	0	9	16	19	15	13	15	10	3
	Сыктывкар . . .	1	7	35	24	12	11	6	4	0
	Ленинград	0	4	34	21	17	10	11	2	1
	Вологда	0	15	30	14	16	15	9	1	0
	Киров	1	14	28	14	24	12	5	2	0
	Свердловск . . .	0	15	27	27	18	8	3	2	0
	Казань	0	20	33	22	14	9	2	0	0
	Москва	0	14	36	18	10	13	11	8	1
	Минск	0	0	37	28	19	10	6	0	0
	Киев	0	1	40	22	17	12	8	0	0
	Оренбург	2	21	23	20	10	14	10	0	0
	Харьков	0	12	41	14	14	13	6	0	0
Сталинград . . .	0	18	38	16	17	7	3	1	0	
Одесса	0	3	26	35	17	12	6	1	0	

Разновидность процессов	Станция	>15	10—15	5—10	2—5	Норма	-2, —5	-5, —10	-10, —15	>-15
-------------------------	---------	-----	-------	------	-----	-------	--------	---------	----------	------

М а р т

Зап. пер. (W)	Кола	0	0	31	14	18	15	11	8	3
	Усть-Цильма	0	12	33	25	11	7	6	0	6
	Архангельск	0	12	38	16	16	8	5	5	0
	Сыктывкар	0	12	33	20	16	13	3	2	1
	Ленинград	0	3	59	19	5	6	3	5	0
	Вологда	0	11	52	15	15	5	1	1	0
	Киров	0	8	33	20	18	11	6	4	0
	Свердловск	0	0	30	27	16	10	14	3	0
	Казань	0	19	36	21	14	1	5	4	0
	Москва	0	4	63	10	9	4	5	5	0
	Минск	0	7	53	22	9	0	2	7	0
	Киев	0	7	44	32	13	0	3	1	0
	Оренбург	0	7	26	25	12	10	8	12	0
	Харьков	0	1	51	21	15	4	6	1	1
Сталинград	0	3	36	20	17	6	10	8	0	
Одесса	0	5	28	32	26	5	4	0	0	
Ан (W)	Кола	0	0	7	23	21	16	24	8	1
	Усть-Цильма	0	10	30	13	12	14	13	5	3
	Архангельск	0	3	26	16	16	22	11	5	1
	Сыктывкар	0	4	31	28	16	10	10	1	0
	Ленинград	0	2	30	18	22	15	11	2	0
	Вологда	0	3	34	26	15	12	8	2	0
	Киров	0	3	38	24	16	10	9	0	0
	Свердловск	0	6	27	31	15	14	6	1	0
	Казань	0	11	47	19	9	10	3	0	0
	Москва	0	1	38	24	20	11	6	0	0
	Минск	0	0	18	39	27	8	8	0	0
	Киев	0	7	27	31	22	11	2	0	0
	Оренбург	0	2	44	26	15	7	6	0	0
	Харьков	0	4	40	25	19	8	3	1	0
Сталинград	1	8	39	25	19	6	2	0	0	
Одесса	0	2	20	39	25	10	4	0	0	

на данной таблице, так как она легко воспринимается и не требует особых комментариев.

На рис. 2 приведены карты повторяемости положительных аномалий температуры воздуха в зимнее время года при Ан (W) и схемы процессов этой разновидности в двух вариантах.

Анализ карт рис. 2 показывает, что здесь, как и при западном переносе (W), характер распределения полей температуры хорошо согласуется с направленностью процессов, представленных на рис. 2 д и 2 е. Нетрудно видеть, что в декабре и январе распределение аномалий температуры хорошо согласуется с разновидностью процессов, протекающих по варианту 2, а в феврале и марте — по варианту 1. Очаги наибольших повторяемостей положительных аномалий температуры как в первом, так и во втором случае совпадают с преобладающим потоком циркуляции.

Эта группа типовых процессов обуславливает значительные потепления на юге ЕТС, где наряду с потоками, идущими с запада и северо-запада Атлантики, имеют место дополнительные вторжения

теплых воздушных масс, поступающих через Черное или Средиземное моря. На севере территории, особенно в северо-западной части ЕТС, преобладают отрицательные значения аномалий температуры, обусловленные заточками арктических масс воздуха в циклонических системах, направляющихся либо через Баренцево море, север Скандинавии в Предднепровье, либо с Гренландии через Англию и юг Скандинавии в Западную Европу.

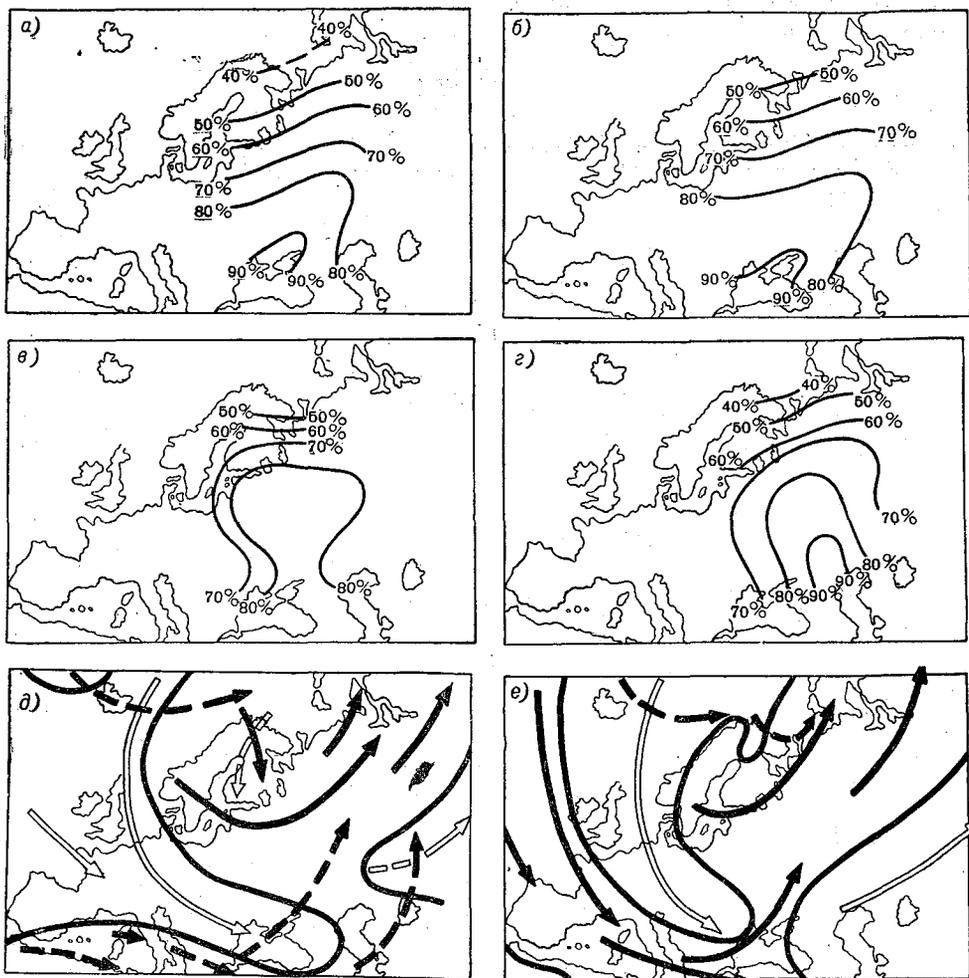


Рис. 2. Карты повторяемости положительных аномалий температуры на ЕТС в зимние месяцы при Ан (W) и схема элементарного синоптического процесса Ан (W). а — декабрь, б — январь, в — февраль, г — март, д — схема Ан(W), вариант 1; е — схема Ан(W), вариант 2.

Аналогичные результаты были получены и для других разновидностей процессов западной формы циркуляции.

В данной статье мы рассмотрели только один из небольших разделов выполненной нами работы. В дальнейшем, после опубликования материалов по связям суточных аномалий температуры воздуха с разновидностями процессов двух других форм циркуляции — восточной (E) и меридиональной (С), — будут подробно изложены вопросы преемственности элементарных синоптических процессов, а также их интенсивность и тесная взаимная связь с общей циркуляцией атмосферы.

Анализ полученного материала позволяет сделать следующие выводы:

1. Типизация, предложенная Вангенгеймом, качественно однородна. Во всех случаях характер распределения температурных полей давал хорошую увязку с направленностью процесса.

2. Материалы, полученные нами по разновидностям процессов западной формы циркуляции, уже в таком виде могут быть (правда, пока в довольно ограниченном масштабе) использованы синоптиками-краткосрочниками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Труды АНИИ, т. 34, 1952.

МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОВТОРЯЕМОСТИ ФОРМ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И ИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В СВЯЗИ С СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТЬЮ

В статье рассмотрены все смены форм циркуляции, по Г. Я. Вангенгейму, за период с 1891 по 1957 г. Многолетние изменения повторяемости различных видов преобразований сопоставлены с изменениями форм циркуляции и с колебаниями солнечной активности.

Влияние солнечной активности прослежено также на колебаниях с циклами 22—23 года, 11 и 5—6 лет.

Изучению многолетних колебаний климата посвящена обширная литература. Исследовались разнообразные элементы климата в разных районах земного шара. В ряде работ советских и зарубежных ученых показано, что непосредственной причиной современных колебаний климата являются изменения атмосферной циркуляции, последние тесно связаны с многолетними колебаниями солнечной активности.

Для прослеживания изменений циркуляции привлекаются разнообразные показатели, характеризующие прямо или косвенно интенсивность циркуляции, ее тип, активность тех или иных центров действия атмосферы, местоположение и интенсивность основных фронтальных зон и т. д. Наиболее убедительные результаты получаются, естественно, при использовании достаточно репрезентативных характеристик и за достаточно длинный ряд лет. В этом отношении весьма богатый по содержанию и удобный для использования материал дает каталог основных форм циркуляции Г. Я. Вангенгейма [2].

На основании данных этого каталога его автором, а также А. А. Гирсом [4] получены интересные выводы об эпохальных изменениях типа атмосферной циркуляции над Северным полушарием.

На протяжении периода, охваченного каталогом Вангенгейма, т. е. с 1891 г. до наших дней, можно отметить несколько крупных интервалов времени — эпох, в течение которых были аномально развиты одна или две формы циркуляции.

По Гирсу, начало рассматриваемого периода (1891—1899 гг.) характеризовалось преимущественным развитием процессов западной и меридиональной форм. Затем преобладание получила западная форма циркуляции. Эта эпоха длилась с 1900 по 1928 г. Период 1929—1939 гг. был эпохой аномального развития восточной формы циркуляции. За ним последовала эпоха меридиональной циркуляции (1940—1948 гг.). С 1949 г. снова активизировались процессы восточной формы (при наличии частых вспышек меридиональной циркуляции).

Из сопоставления интегральных кривых ежемесячных аномалий числа дней с формами циркуляции W, C, E и интегральной кривой годовых аномалий чисел Вольфа (см. рис. 1 работы [4]) видно, что

в период векового понижения солнечной активности (спада интегральной кривой чисел Вольфа) наблюдается аномальное развитие процессов формы W, а при росте солнечной активности усиленно развиваются процессы формы E и C.

Более тесные связи между интегральными кривыми чисел Вольфа и форм атмосферной циркуляции получаются для тихоокеано-американского сектора Северного полушария, для которого Гирсом выявлены свои специфичные формы циркуляции (см. рис. 2 работы [4]).

В интересной и богатой по содержанию диссертации Н. И. Тябина [8], так же как и в работах [2], [4], подвергнуты исследованию многолетние изменения повторяемости форм атмосферной циркуляции и их связь с колебаниями солнечной активности.

В отличие от работ [2], [4], Тябин, как и мы, использует не интегральные кривые, а скользящие средние или суммы (по 22-летиям и 11-летиям). При этом он считает малосущественными различия между формами E и C и объединяет их в один тип «меридиональной циркуляции».

Сопоставление многолетних изменений циркуляции с ходом чисел Вольфа, осредненных также по 22-летним и 11-летним скользящим интервалам, показало очень тесную связь между ними.

Выводы Тябина подтвердили результаты работ Вангенгейма и Гирса и сводятся в основном к тому, что увеличение солнечной активности влечет за собой рост повторяемости меридиональной циркуляции, а убывание солнечной активности повышает повторяемость зональной циркуляции.

Для настоящей работы также необходимо было проследить за многолетними и межгодовыми колебаниями повторяемости форм циркуляции. Мы, однако, не сочли возможным рассматривать формы E и C совместно, как это делает Тябин.

При больших интервалах осреднения формы E и C действительно имеют аналогичный ход, но и при этой общей аналогии заметны некоторые различия. При переходе же к меньшим интервалам все более и более резко сказывается специфика каждой формы.

В изменениях от года к году внутри 11-летнего цикла ход формы C резко отличается от хода E и скорее близок к изменениям формы W. Отсюда вытекает необходимость рассматривать формы E и C раздельно.

Из упомянутых выше работ видно, что существует определенная закономерность эпохальных преобразований атмосферной циркуляции, обусловленная многолетними колебаниями солнечной активности.

С другой стороны, как показано автором настоящей статьи [3], связь между преобразованиями форм циркуляции и солнечной активностью обнаруживается не только в их вековом ходе, но и при рассмотрении таких малых интервалов времени, как 27-дневные циклы вращения Солнца.

При построении 27-дневных солнечных календарей различных преобразований форм циркуляции выявляется эффект активных долгот Солнца, сказывающийся в том, что в определенные дни этого календаря наблюдается повышенная повторяемость того или иного вида преобразований. Таким образом, и преобразования циркуляции весьма крупного временного масштаба и внутримесячные смены форм циркуляции — «малые преобразования», по терминологии школы Вангенгейма, — являются репрезентативными показателями влияния солнечной активности на атмосферные процессы.

Задача настоящей работы заключалась в рассмотрении малых преобразований циркуляции, но в многолетнем разрезе. Постановка такой

задачи как бы перекидывает мост между исследованиями преобразований циркуляции различных масштабов, так как при этом рассматриваются как те, так и другие масштабы в их связи с солнечной активностью.

Объектом изучения в данной работе были все смены форм циркуляции независимо от устойчивости этих форм. Учитывались только такие преобразования, при которых наблюдался переход к другой форме циркуляции. Всего за рассмотренный период (1891—1957 гг.) было отмечено 2697 подобных преобразований циркуляции, т. е. в среднем по 40 случаев в году. Распределение указанных смен циркуляции по видам преобразований дано в табл. 1.

Таблица 1

Повторяемость (%) разных видов преобразований форм циркуляции (1891—1957 гг.)

Преобразования форм циркуляции	W — C	W — E	C — W	C — E	E — W	E — C
Число случаев . .	506	492	520	341	481	357
Повторяемость . .	18,8	18,2	19,3	12,6	17,9	13,2

Данные табл. 1, подсчитанные по каталогу Вангенгейма с учетом всех малых преобразований, несколько отличаются от указаний, приводимых в литературе.

Так, в недавно вышедшей монографии Л. А. Дыдиной [6] говорится, как и в ранее опубликованных работах Гирса, о том, что «западная форма циркуляции преобразуется либо в восточную, либо в меридиональную, но в первую из них — значительно чаще». Из табл. 1 не вытекает такого вывода. Повторяемость тех и других преобразований западной формы примерно одинакова, переходы от W к C наблюдались даже несколько чаще, чем переходы от W к E. В отношении восточной и меридиональной форм в той же работе сказано, что они могут преобразовываться как друг в друга, так и в западную форму, но наиболее часты преобразования E—C и C—W. Высокая повторяемость переходов от C к W подтверждается табл. 1, но чаще происходят преобразования формы E в форму W, а не в C.

В работе [4] преобладание преобразований видов W—E и E—C считается установленным фактом как для эпох, так и для отдельных сезонов, и выдвигаются соображения, объясняющие это преобладание. По мнению Гирса, существенную роль в процессах, обуславливающих тот или иной вид преобразования, играет тепловое взаимодействие атмосферы и подстилающей поверхности. Зимой это взаимодействие способствует преобразованию W в E и препятствует преобразованию W в C. Как считает Гирс, этим обстоятельством, возможно, и объясняется более частая смена формы W формой E, а не C. Более частые переходы E в C, а не в W Гирс связывает с тем, что развитие исландского и алеутского минимумов, характерное для процессов формы E, вызывает нагон теплой воды в северо-восточные районы Атлантики и Тихого океана. Это в свою очередь способствует возникновению высотных гребней и благоприятствует, таким образом, преобразованию восточной циркуляции в меридиональную.

Приведенное объяснение относится к кратковременным, малым преобразованиям; крупные, эпохальные преобразования, как указано выше, связываются с многолетними колебаниями солнечной активности.

Соображения, приводимые Гирсом, с нашей точки зрения вполне логичны, и указанные им факторы являются, по-видимому, реальными причинами, определяющими тот или иной характер преобразований

циркуляции. Как же, учитывая сказанное, сочетать данные табл. 1 с указаниями Гирса и других сотрудников школы Вангенгейма о характере преобладающих преобразований форм циркуляции? Вопрос этот разъясняется, если рассматривать смены форм циркуляции не в целом за весь период, а проследить за изменением во времени повторяемости преобразований разных видов.

С этой целью были подсчитаны скользящие десятилетние суммы числа случаев каждого из шести основных видов преобразований форм циркуляции. Результаты этой обработки в графическом виде представлены на рис. 1.

На шести графиках рис. 1 представлены три пары кривых, каждая из которых имеет свой особый многолетний ход.

Прежде всего интересно отметить тот факт, что попарно группируются взаимные переходы одной формы в другую, т. е. кривая переходов от W к С весьма сходна с кривой обратных переходов от С к W. Вторую пару сходных кривых образуют переходы W—E и E—W, третью пару — переходы С—E и E—С. Сходство кривых в каждой паре исключительно высоко. Оно объяснялось бы весьма просто, если бы мы имели дело только с двумя взаимно сменяющимися формами, например W и С. Тогда число переходов W—С и С—W было бы равным (с точностью до одного перехода) на любом отрезке времени. Однако при наличии трех форм циркуляции число преобразований каждого вида может быть, вообще говоря, различным. Оно в какой-то мере ограничено величинами повторяемости исходных и последующих форм. Так, например, число преобразований W—E и W—С в сумме за какой-либо отрезок времени не может, конечно, отличаться от общего числа случаев формы W; число переходов W—E не может превышать общего числа случаев формы E, а число переходов W—С не может превышать числа случаев формы С. При всем этом в отдельные интервалы времени соотношения повторяемостей переходов W—E и W—С могут быть различными. Можно представить себе такой крайний вариант, когда при равной повторяемости форм W, E и С всегда осуществляются преобразования W—E—С—W, или другой крайний вариант: W—С—E—W. Такие крайние случаи, полностью исключающие преобразования типа W—С и С—E в первом случае или W—E и С—W во втором случае, принципиально возможны на отдельных небольших отрезках времени, обычно же мы встречаем преобразования и того и другого вида, но в изменяющейся пропорции.

Если бы вероятности той или иной смены форм циркуляции полностью определялись только соотношением повторяемостей сменяющихся форм, мы должны были бы иметь средние проценты повторяемости разных видов преобразований, несколько отличающиеся от приведенных в табл. 1.

Повторяемость трех основных форм циркуляции в рассматриваемом периоде (1891—1957 гг.) приведена в табл. 2.

Таблица 2
Повторяемость основных форм атмосферной циркуляции
(1891—1957 гг.)

Форма циркуляции	W	С	E
Число дней за 67 лет . . .	9336	6559	8576
Проценты	38,2	26,7	35,1
Среднее годовое число	139	98	128

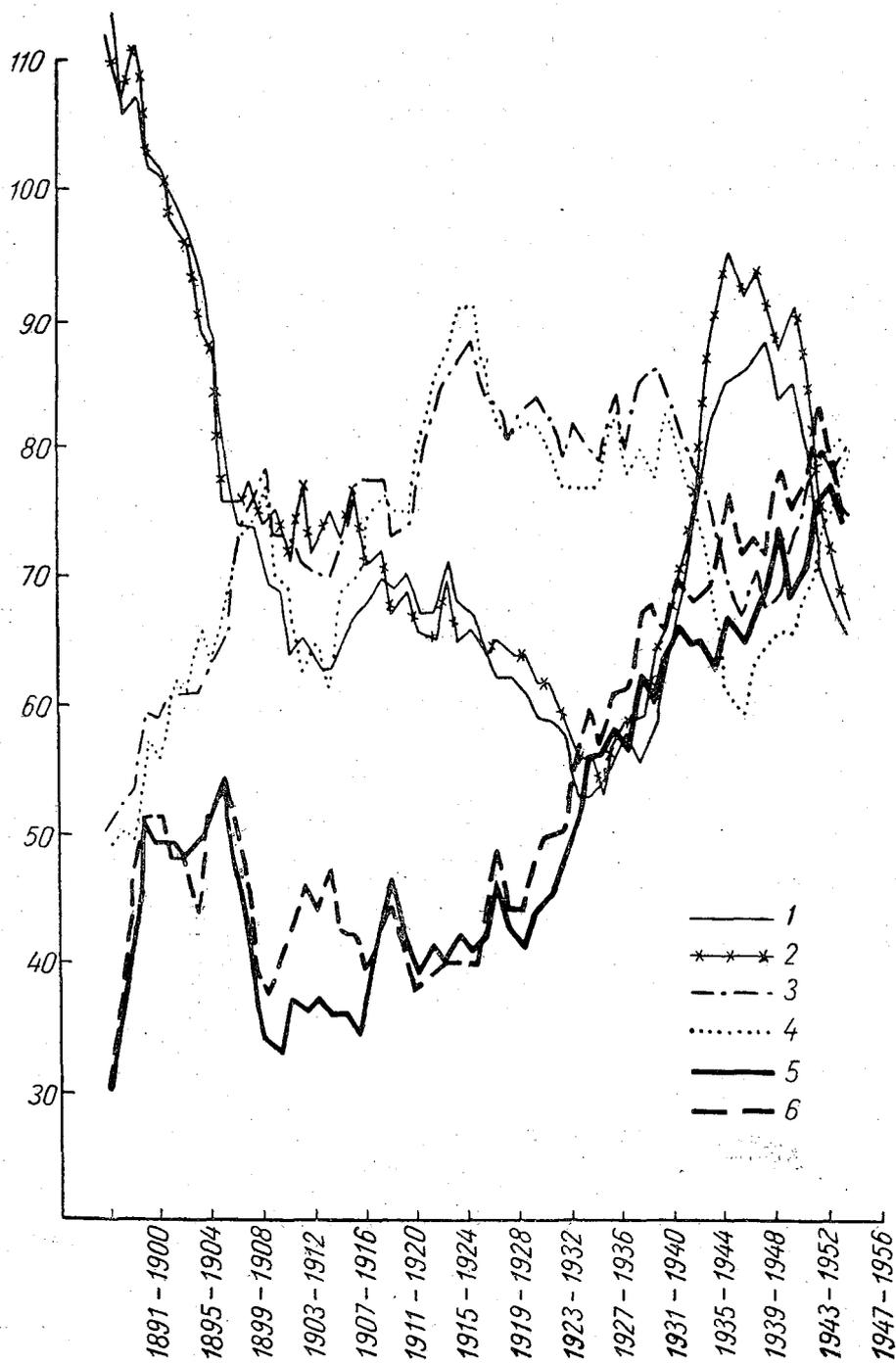


Рис. 1. Многолетние изменения повторяемости разных видов преобразований форм циркуляции.

1) W - C, 2) C - W, 3) W - E, 4) E - W, 5) C - E, 6) E - C.

Из табл. 2 вытекают следующие соотношения повторяемостей форм циркуляции:

$$\frac{E}{C} = 1,31, \quad \frac{W}{C} = 1,42, \quad \frac{W}{E} = 1,09.$$

При таких соотношениях, если бы только они определяли вид преобразования, мы наблюдали бы переходы $C \rightarrow W$ чаще, чем $C \rightarrow E$, на 9%. На самом деле, как следует из табл. 1, мы имеем превышение повторяемости преобразований $C \rightarrow W$ над $C \rightarrow E$ на 52%. Переходы $E \rightarrow W$ наблюдаются чаще, чем $E \rightarrow C$, но реже (на 7%), чем это следовало бы из соотношения $\frac{W}{C} = 1,42$. Преобразования $W \rightarrow E$ должны были бы повторяться чаще, чем $W \rightarrow C$, на 31%, на самом же деле наблюдается обратное, и переходы $W \rightarrow C$ происходят на 3% чаще, чем $W \rightarrow E$. К приведенным примерам можно добавить, что частота форм W на 42% больше частоты форм C , но переходы $W \rightarrow C$ и $C \rightarrow W$ имеют почти равную повторяемость. Все вышесказанное позволяет сделать заключение, что повторяемость различных видов преобразований форм циркуляции хотя и связана с преобладанием той или иной формы, но не является простым статистическим следствием соотношения повторяемостей форм циркуляции, а зависит также от определенных закономерностей атмосферной циркуляции.

Попарная группировка кривых преобразований является, по-видимому, следствием двух причин: во-первых, наличия длительных периодов комбинированной циркуляции с примерно равной повторяемостью двух форм циркуляции и, во-вторых, наличия длительных периодов преобладания одной какой-либо формы циркуляции с кратковременными вспышками другой формы.

Закономерности, указанные Гирсом, не опровергаются нашими данными. Они вполне реальны, но, как видно из графиков на рис. 1, справедливы лишь для определенных эпох. В повторяемости каждого вида преобразований обнаруживаются заметные многолетние колебания, поэтому в одни эпохи преобладают одни преобразования, в другие эпохи — иные. Сопоставляя, например, ход кривых числа преобразований $W \rightarrow C$ и $W \rightarrow E$, мы видим, что первые из них значительно преобладали в начале рассматриваемого периода (до десятилетия 1901—1910), затем наступила длительная эпоха преобладания преобразований $W \rightarrow E$ (длвшаяся до десятилетия 1936—1945), после этого снова большую повторяемость имели преобразования вида $W \rightarrow C$, а с десятилетия 1946—1955 преобладание опять перешло к преобразованиям $W \rightarrow E$. Перечисленные эпохальные смены преобладающих преобразований мы проследили для двух сопоставляемых видов преобразований $W \rightarrow C$ и $W \rightarrow E$. При суммировании по скользящим десятилетиям указываемое в работах школы Вангенгейма преобладание преобразований западной циркуляции в восточную имело место в течение длительного периода, но далеко не всегда. Если сопоставлять не десятилетия, а отдельные годы, то окажется, что в 32 годах преобразований $W \rightarrow E$ было больше, чем $W \rightarrow C$, в 29 годах наблюдалась обратная картина и в 6 годах число тех и других смен форм циркуляции было одинаковым.

Сравним теперь частоту переходов восточной формы в западную и в центральную. В работах [4], [6] указывается, что смены $E \rightarrow C$ наблюдаются чаще, чем $E \rightarrow W$. Уже из табл. 1 видно, что в сумме за весь 67-летний период получается обратное. По десятилетним скользящим также видно явное преобладание преобразований $E \rightarrow W$. Оно удерживается на протяжении почти всего рассматриваемого промежутка времени и сменяется незначительным преобладанием переходов

Е—С лишь в конце, начиная с десятилетия 1938—1947 гг. Сравнивая отдельные годы, находим, что в 44 годах преобладали переходы Е—W, переходы Е—С преобладали лишь в 19 годах, 4 года дают равное число переходов обоих видов. Таким образом, закономерность, отмеченная Гирсом для преобразований восточной формы циркуляции, не подтверждается на многолетнем материале, а справедлива лишь для ограниченного отрезка времени; что касается преобразований формы С, то, как видно из табл. 1 и графиков на рис. 1, эта форма циркуляции в подавляющем большинстве случаев сменялась западной. По отдельным годам наблюдалось следующее: в 45 годах преобладали смены С—W, в 17 годах — смены С—Е и в 5 годах число обоих вариантов смен было одинаковым. Интересно отметить тот факт, что в начале рассматриваемого периода наблюдалась огромная разница между частотой переходов от С к W и от С к Е. За первое десятилетие (1891—1900 гг.) общее число преобразований С—W было 112, а С—Е только 30, т. е. в 3,7 раза меньше. В дальнейшем число первых преобразований уменьшалось, а вторых быстро возрастало, в результате к концу периода повторяемости переходов С—W и С—Е сравнялись, а в самые последние годы число преобразований С—Е даже превысило число преобразований С—W. Совершенно аналогичное многолетнее изменение соотношений повторяемости имеет место для преобразований W—С и Е—С. По-видимому, основная причина, вызывающая такой сходный многолетний ход обоих сравниваемых пар преобразований, одна. Она связана с резким различием эпохального хода развития форм W и Е. Как видно из работ Вангенгейма и Гирса, примерно с середины рассматриваемого периода резко активизировались процессы формы Е и быстро уменьшалась повторяемость процессов западного типа. Поэтому число разных видов преобразований, в которых фигурирует одна и та же исходная форма С, менялось в зависимости от изменяющегося соотношения повторяемостей тех форм, которыми заканчивается преобразование. В другом случае мы имеем одну и ту же последующую форму С, а исходными являются или W или Е; изменение соотношения повторяемостей W и Е привело к тому, что и число переходов от W к С уменьшалось, а от Е к С увеличивалось.

Для лучшего сопоставления многолетнего хода числа различных преобразований циркуляции с ходом повторяемости форм циркуляции на рис. 2 даны графики числа дней с формами W, Е и С, построенные, как и кривые на рис. 1, по скользящим десятилетиям.

Сравнивая рис. 1 и 2, мы видим, что основные особенности изменения преобразований хорошо объясняются изменениями повторяемости форм циркуляции. Резкое снижение числа преобразований W—С и С—W в начале периода связано с падением кривых W и С. Некоторый рост кривой W к десятилетию 1915—1924 гг. находит отражение в небольшом изгибе кривой преобразований W—С. Существенный рост преобразований W—С и С—W в 40-х годах XX в. связан с ростом повторяемости формы С, а понижение кривой С в конце периода сопровождается уменьшением числа преобразований W—С и С—W.

Важнейшая особенность хода преобразований С—Е и Е—С, выражающаяся в быстром росте этих преобразований с 30-х годов, находит объяснение в резком возрастании повторяемости форм Е и С.

Преобразования W—Е и Е—W (кривые 3 и 4 на рис. 1) хорошо согласуются с колебаниями повторяемости форм Е и W. Рост кривых 3 и 4 в начале периода совпадает с ростом кривой Е (рис. 2). В это же время повторяемость формы W падает, но в меньшей степени, чем растет Е. С десятилетия 1901—1910 до 1908—1917 гг. кривая Е идет вниз, кривые преобразований Е—W и W—Е также снижаются. В по-

следующем рост кривых W и E влечет за собой рост кривых W—E и E—W.

Наличие максимума формы W около десятилетия 1915—1924 гг. обуславливает повышение кривых 3 и 4 к этому времени, затем уже сказывается влияние ника кривой E, но оно выражено менее резко, так как одновременно с ростом кривой E кривая W идет вниз. Следующий минимум кривых 3 и 4 совпадает с минимумом формы E около 1941—1950 гг.

Таким образом, многолетние колебания числа преобразований разных видов в основных особенностях объясняются колебаниями повторяемости форм циркуляции, однако эта причина не единственная.

Из сопоставления кривых на рис. 1 мы видим, что сильное расхождение в числе различного вида преобразований, наблюдавшееся в начале рассматриваемого периода, ликвидировалось: к концу периода

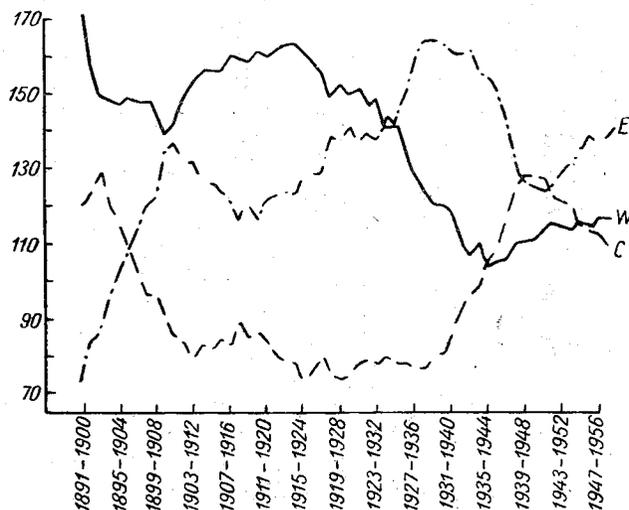


Рис. 2. Многолетние изменения повторяемости форм циркуляции.

все кривые на рис. 1 сходятся. В количественном выражении это существенное многолетнее изменение характера преобразований атмосферной циркуляции представлено в табл. 3. В этой таблице приводится сравнение двух десятилетий: 1891—1900 и 1948—1957 гг.

Таблица 3

Число случаев различных видов преобразований форм циркуляции в 1891—1900 и в 1948—1957 гг.

Виды преобразований	W—C	W—E	C—W	C—B	E—W	E—C
1891—1900 гг.	113	50	112	30	49	30
1948—1957 гг.	66	80	67	74	80	75

Как видно из табл. 3, наибольшее расхождение повторяемостей в первом десятилетии рассматриваемого периода составляло 83, а в последнем — только 14, т. е. в шесть раз меньше. Различные виды преобразований форм циркуляции стали почти равновероятными. Наряду с этим выявляется определенная тенденция к росту некоторых видов

преобразований. Так, для меридиональной циркуляции становятся более частыми переходы в восточную форму, а не в западную, западная же форма чаще сменяется восточной.

Общее число преобразований в последнем десятилетии было на 15% больше, чем в первом. Если же сравнить десятилетия с наибольшим и наименьшим числом преобразований (1945—1954 и 1907—1916 гг.), то превышение доходит до 31%.

По отдельным годам колебания общего числа преобразований еще больше. Отклонения от средней величины (40) в обе стороны могут доходить до 40—50%. Если бы число преобразований зависело только от повторяемости форм циркуляции, то никакого различия в общем числе преобразований по годам или по десятилетиям не могло быть.

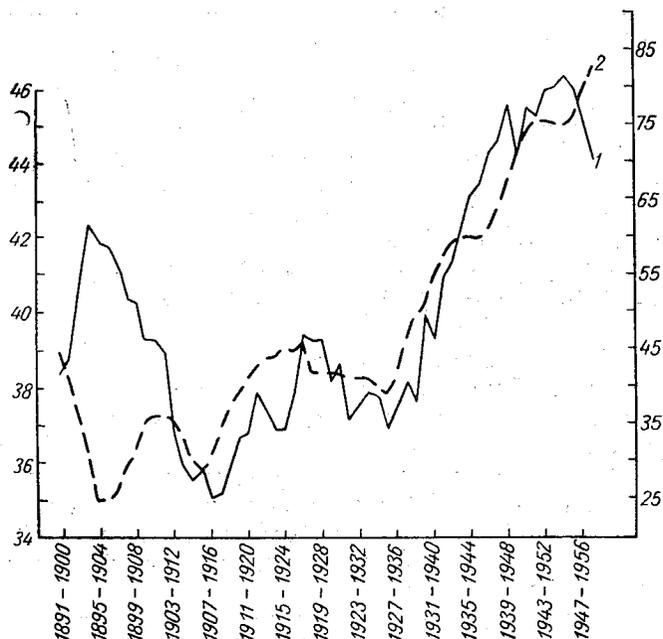


Рис. 3. Многолетние изменения общего числа преобразований форм циркуляции.
1 — общее число преобразований, 2 — числа Вольфа.

Из общего обзора всех графиков на рис. 1 видно, что многолетние колебания смен циркуляции W—С и С—W односторонны и противоположны колебаниям смен циркуляции W—Е и Е—W, которые между собой весьма сходны. Третья пара сходных графиков, иллюстрирующая многолетние колебания смен С—Е и Е—С, имеет совсем другой характер. У этих преобразований наблюдается четко выраженный систематический рост повторяемости. Таким образом, многолетние колебания взаимосмен циркуляции W и С в значительной мере компенсируются противоположными колебаниями взаимосмен циркуляции W и Е. Суммарное число преобразований четырех видов W—С, С—W, W—Е и Е—W не имеет монотонного систематического векового хода. Остальные два вида преобразований, в которых не участвует форма W, т. е. взаимосмены восточной и меридиональной циркуляции заметно учащаются.

График суммарного числа всех видов преобразований (рис. 3), построенный по скользящим десятилетиям, дает волну в начале периода и значительный рост числа преобразований после десятилетия 1907—

1916 г., когда наблюдалось их минимальное значение. Из сравнения рис. 3 с ходом кривых смен циркуляции С—Е и Е—С на рис. 1 можно видеть, что указанные выше основные особенности суммарного графика обусловлены главным образом именно этими преобразованиями циркуляции.

Наличие заметного векового изменения общего числа преобразований является фактом, не вытекающим из многолетних изменений повторяемости форм циркуляции, так как суммарная повторяемость последних постоянна. Рост числа преобразований свидетельствует об укорачивании средней продолжительности периодов однотипной циркуляции.

Гирсом установлено, что крупные, эпохальные преобразования атмосферной циркуляции связаны с многолетними колебаниями солнечной активности. Сопоставим с этой точки зрения полученные нами результаты по многолетнему ходу повторяемости малых преобразований с ходом изменения солнечной активности. Так как для преобразований циркуляции нами строились кривые по скользящим десятилетиям, то и для солнечной активности мы используем в данном случае числа Вольфа, усредненные таким же образом. На рис. 3 пунктиром нанесена кривая скользящих десятилетних средних чисел Вольфа.

Сравнение графиков на рис. 3 показывает, что в начале рассматриваемого периода колебания хода числа преобразований циркуляции были противоположны колебаниям чисел Вольфа, начиная же с десятилетия 1900—1909 г. ход обеих кривых в своих главных особенностях сходен. Резко выраженный рост числа преобразований, начавшийся в 30-х годах XX в., хорошо согласуется с быстрым ростом чисел Вольфа с того же времени. Таким образом, частота смен форм циркуляции в период значительного систематического усиления солнечной активности возрастает.

Сопоставление последних выводов с вышеприведенными результатами исследования многолетнего хода повторяемости различных видов преобразований показывает, что крупные вековые колебания солнечной активности отражаются лучше всего во взаимосменах восточной и меридиональной форм циркуляции.

Следует учитывать, однако, что параллельность хода повторяемости этих преобразований и чисел Вольфа хорошо проявляется именно в эпоху крупных колебаний векового хода солнечной активности.

Более мелкие колебания, как, например, в начале рассматриваемого периода не имеют вполне согласованного хода. Вместе с тем видно, что ход преобразований С—Е и Е—С даже в эту эпоху лучше следовал за колебаниями солнечной активности, чем ход повторяемости всех видов преобразований, представленный на рис. 3. Так, минимум на графике солнечной активности на рубеже XIX и XX вв. находит отражение в виде относительного минимума в ходе преобразований С—Е и Е—С, но на суммарном графике (рис. 3) вместо минимума наблюдается максимум преобразований.

Выделив из всего комплекса малых преобразований циркуляции переходы от С к Е и от Е к С, мы тем самым почти полностью исключили из суммарного графика числа преобразований ту его составляющую, которую с некоторой условностью можно считать вековой. С другой стороны, само построение графиков по скользящим десятилетиям погашает малые циклы и в значительной мере 11-летнюю составляющую (если таковая имеется). Рассмотрим теперь характер тех колебаний повторяемости преобразований циркуляции, которые остаются после исключения векового цикла и циклов порядка нескольких лет, вплоть до 11-летнего. Иными словами, проследим за многолетними колебаниями преобразований циркуляции W—С, W—Е, С—W и Е—W

в совокупности. Все эти виды преобразований объединяет общий признак: участие зональной циркуляции или в качестве исходной формы или как последующей формы. На рис. 4 представлен график скользящих десятилетних сумм числа преобразований всех указанных выше четырех видов. Как видно из этого графика, повторяемость всех преобразований с участием формы W обнаруживает довольно хорошо выраженные колебания с 22-летним циклом. 22—23-летний цикл (с небольшими отклонениями от этой средней продолжительности в ту или другую сторону) хорошо известен астрономам и геофизикам. Он проявляется в разнообразных метеорологических показателях и обнаруживается также в показателях геологических (отложения ленточных глин) и биологических (древесные кольца). Цикл этот имеет солнечную при-

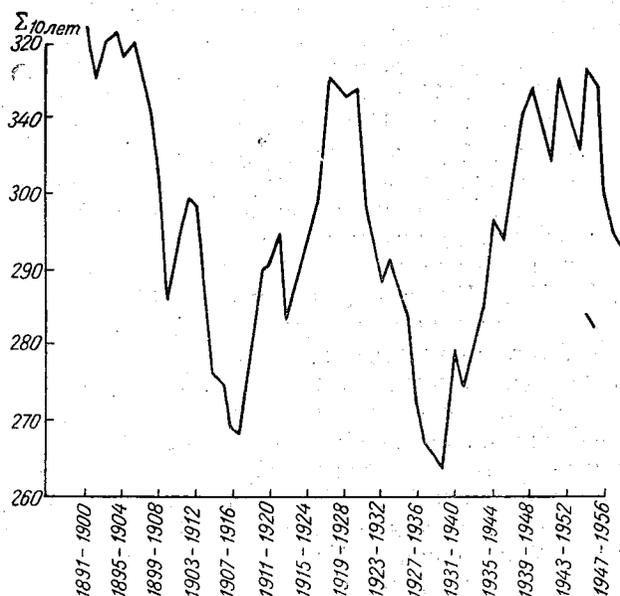


Рис. 4. Многолетние изменения суммарного числа преобразований W — C, W — E, C — W и E — W.

роду. Он выражается в попарном чередовании мощности 11-летних циклов, изменении формы кривых 11-летних циклов, смене магнитной полярности в биполярных группах солнечных пятен, в изменении характеристик асимметрии активности Северного и Южного полушарий Солнца и в других солнечных показателях.

На основании рис. 4 можно сделать вывод о том, что многолетние колебания солнечной активности с циклом около 22—23 лет отражаются в колебаниях повторяемости преобразований циркуляции с участием западной формы. Отметим, что середины десятилетий, на которые падают экстремумы кривой на рис. 4, весьма близки к годам минимума солнечной активности: 1901, 1913, 1923, 1933 и 1944. Отсюда следует (с той степенью приближения, которую дает скользящее осреднение по десятилетиям), что ветви спада кривой на рис. 4 соответствуют четным 11-летним циклам (по Цюрихской нумерации — № 14, 16, 18), а ветви роста кривой — нечетным циклам (№ 15 и 17).

Как известно, четные и нечетные циклы различаются по мощности (первые — низкие, вторые — высокие), имеют ряд морфологических различий, а также характеризуются разной магнитной полярностью ведущего пятна биполярных групп (в четных циклах оно имеет отрица-

тельную, т. е. южную, полярность в Северном полушарии Солнца и положительную полярность в Южном полушарии, в нечетных циклах знаки обратные). Эти различия 11-летних циклов действуют в сочетании с законом Шперера — постепенным снижением широт пятен в течение 11-летнего цикла. Поэтому на протяжении четного цикла постепенно нарастает эффект одного рода, а на протяжении нечетного цикла постепенно нарастает эффект противоположного характера.

Путем построения графиков скользящих 10-летних сумм числа преобразований разного вида было обнаружено влияние двух больших циклов колебаний солнечной активности — «векового» и 22-летнего. Представляло интерес продолжить исследование и в отношении циклов меньшей длительности, в первую очередь 11-летнего. Разумеется, для этой цели скользящие десятилетние данные уже не годятся. Для того чтобы выяснить, проявляется ли в колебаниях числа преобразований воздействие 11-летнего цикла, был использован метод наложения эпох.

За нулевые годы были приняты годы минимумов чисел Вольфа: 1901, 1913, 1923, 1933, 1944 и 1954. Годы, следующие за минимумом, т. е. годы восходящей ветви 11-летнего цикла, обозначались +1, +2, +3. Годы максимума в большей части случаев приходятся на +4-й год. В графу максимума включены все случаи максимума и один случай +4-го года (в цикле № 16), когда восходящая ветвь цикла длилась 4 года. Годы, предшествующие минимуму, т. е. годы нисходящей ветви предыдущего цикла, обозначались -1, -2, -3, -4, -5. Годы -6 (в циклах 14, 15, 18 и 19) и -7 (в циклах 14 и 15) присоединены к годам максимума предыдущего цикла, который в среднем осуществляется за 6—7 лет до минимума.

Для каждого года вычислялось отклонение числа преобразований этого года от числа преобразований в нулевом году с соответствующим знаком (плюс — если число преобразований в данном году больше, чем в нулевом, минус — если оно меньше). Средняя величина исходных значений числа преобразований приведена в графе нулевого года. Под значениями отклонений в каждой графе приводится процент положительных отклонений из общего числа лет. По величине этого процента можно судить о том, насколько однородны (по знаку) отклонения в исследуемой группе лет.

В табл. 4 приведены данные для общего числа преобразований всех видов.

Таблица 4

Отклонения (Δ) числа всех преобразований форм циркуляции в разные годы 11-летнего солнечного цикла от числа преобразований в год минимума и процент положительных отклонений (за шесть циклов)

	Годы относительно минимума										
	(максимум)	-5	-4	-3	-2	-1	0 (минимум)	+1	+2	+3	(максимум)
Δ	+0,7	+1,8	-0,7	+4,2	+5,2	+4,7	37,5	+5,7	+7,3	-0,4	+4,2
%	62	60	42	83	67	83		100	92	40	83

Из табл. 4 следует, что даже средние величины отклонений числа преобразований от его значения в год минимума солнечной активности достигают 10—20% (в годы, близкие к минимуму). Высокие проценты

одного знака отклонений в годы +1, +2, +4, —1 и —3 говорят о реальности полученного распределения отклонений в 11-летнем цикле.

По данным табл. 4 построен график (рис. 5), представляющий усредненный ход числа преобразований циркуляции в 11-летнем цикле.

Как видно на рис. 5, с годом минимума солнечного цикла совпадает минимум частоты смен циркуляции. По обе стороны от года минимума число преобразований возрастает. Наибольших значений оно достигает на +2 и —2 годах, менее высокий максимум наблюдается также в год максимума цикла. Кроме минимума в нулевом году, график числа преобразований имеет еще два минимума — в конце восходящей ветви и в начале нисходящей ветви предыдущего цикла. Таким образом, обнаруживаются, помимо основного 11-летнего цикла, еще циклы меньшей длительности, среди которых выделяется четырехлетний.

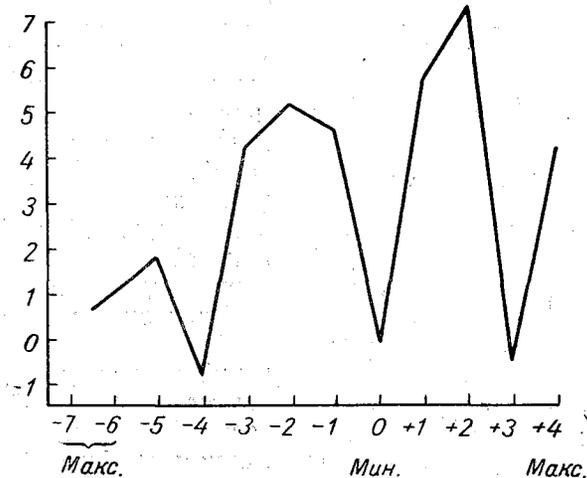


Рис. 5. Средний ход общего числа преобразований циркуляции в 11-летнем цикле.

Проценты, приведенные в нижней части табл. 4, показывают, что наиболее устойчивыми являются характеристики лет +1, +2, —1, —3 и года максимума того цикла, для которого берется нулевой год. Данные этого максимума выше, чем максимума предшествующего цикла, что является следствием уже рассмотренного нами ранее векового возрастания общего числа преобразований.

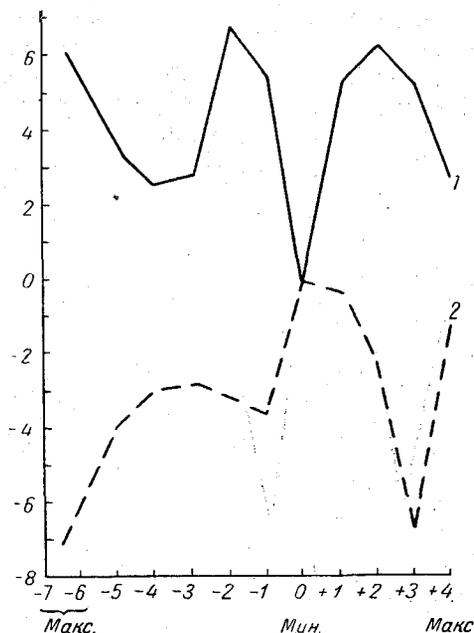
Итак, общее число преобразований циркуляции определенным образом фазировано в 11-летнем солнечном цикле, однако, кроме экстремумов, совпадающих с минимумами и максимумами чисел Вольфа, имеются минимумы и максимумы частоты преобразований на восходящей и нисходящей ветвях цикла.

Анализируя связь преобразований циркуляции с многолетними колебаниями солнечной активности, мы выявили различия характера этой связи по отношению к разным видам преобразований. Аналогичным образом следует рассмотреть и связи, обусловленные 11-летним циклом, по отдельным типам смены форм циркуляции. В табл. 5 приведены данные для всех шести видов преобразований, полученные по методу наложения эпох, так же, как это было сделано для суммарного числа преобразований.

Из табл. 5 видно, что отдельные виды преобразований (W—C, C—W, C—E и E—C) имеют более четко выраженные колебания в 11-летнем цикле, чем общее число преобразований. Об этом свиде-

тельствует сравнение величин отклонений на определенных фазах цикла и в год минимума. Если для общего числа преобразований отклонения в наиболее резких пиках составляли всего 10—20% средней величины в год минимума, то по отдельным видам преобразований они достигают 50—60%. Так же показательны и высокие проценты однородного знака отклонений в определенные годы цикла.

Более случайный характер имеют колебания числа преобразований



W—E и E—W. Сопоставление данных шести рядов табл. 5 показывает, что их можно объединить в такие же три пары, какие выявились при анализе вековых колебаний. Особенно хорошее сходство обнаруживается в колебаниях числа преобразований W—C и C—W. Принимая во внимание указанное сходство, можно построить графики, объединяющие два вида преобразований. На рис. 6 даны такие графики для взаимосмен форм циркуляции W и C (сплошная кривая), а также E и C (пунктирная кривая).

Рис. 6. Взаимосмены циркуляции W и C (1), E и C (2).

Рисунок 6 вскрывает важные особенности циклических изменений повторяемости разных видов преобразований. Эти особенности были замаскированы в суммарном графике (рис. 5). Обнаруживается весьма четко выраженная зеркальность хода графиков взаимосмен циркуляции W и

C по отношению к E и C. В год минимума солнечной активности наблюдается минимальная повторяемость смен циркуляции W—C

Таблица 5

Отклонения (Δ) числа отдельных видов преобразований форм циркуляции в разные годы 11-летнего солнечного цикла от числа преобразований в год минимума и процент положительных отклонений

Вид преобразований	Годы относительно минимума										
	(макс.-мум)	-5	-4	-3	2	-1	0 (мин.-мум)	+1	+2	+3	(макс.-мум)
W—C Δ	+3,3	+1,0	+1,0	+1,3	+2,8	+3,3	5,2	+2,8	+3,2	+2,8	+1,3
%	88	70	42	58	100	100	5,2	87	92	80	75
C—W Δ	+2,9	+2,4	+1,5	+1,3	+3,8	+2,0	5,5	+2,3	+3,0	+2,4	+1,3
%	83	100	67	80	100	67	5,5	67	83	80	58
W—E Δ	+0,3	+1,8	+0,2	+1,8	+0,8	+0,5	6,8	0	+1,2	-0,2	+0,8
%	50	80	58	75	58	67	6,8	42	58	30	67
E—W Δ	+1,2	+0,6	-0,3	+2,5	-0,8	+2,5	6,0	+0,8	+2,3	+1,2	+1,8
%	50	60	58	83	75	83	6,0	67	83	80	67
C—E Δ	-3,0	-2,6	-1,5	-0,8	-1,7	-0,8	6,5	+0,7	-0,8	-3,0	0
%	12	20	25	58	17	50	6,5	58	42	20	67
E—C Δ	-4,1	-1,4	-1,5	-2,0	-1,5	-2,8	7,5	-1,0	-1,5	-3,8	-1,2
%	12	60	17	25	33	17	7,5	33	17	20	67

и $S-W$ и максимальная повторяемость преобразований $S-E$ и $E-S$. Первые два вида преобразований имеют резко выделяющиеся максимумы на восходящей и нисходящей ветвях цикла, другие два вида преобразований дают на тех же фазах (со сдвигом на один год) минимальную повторяемость. Особенно большие различия отклонений наблюдаются в годы предшествующего максимума. Существенно отме-

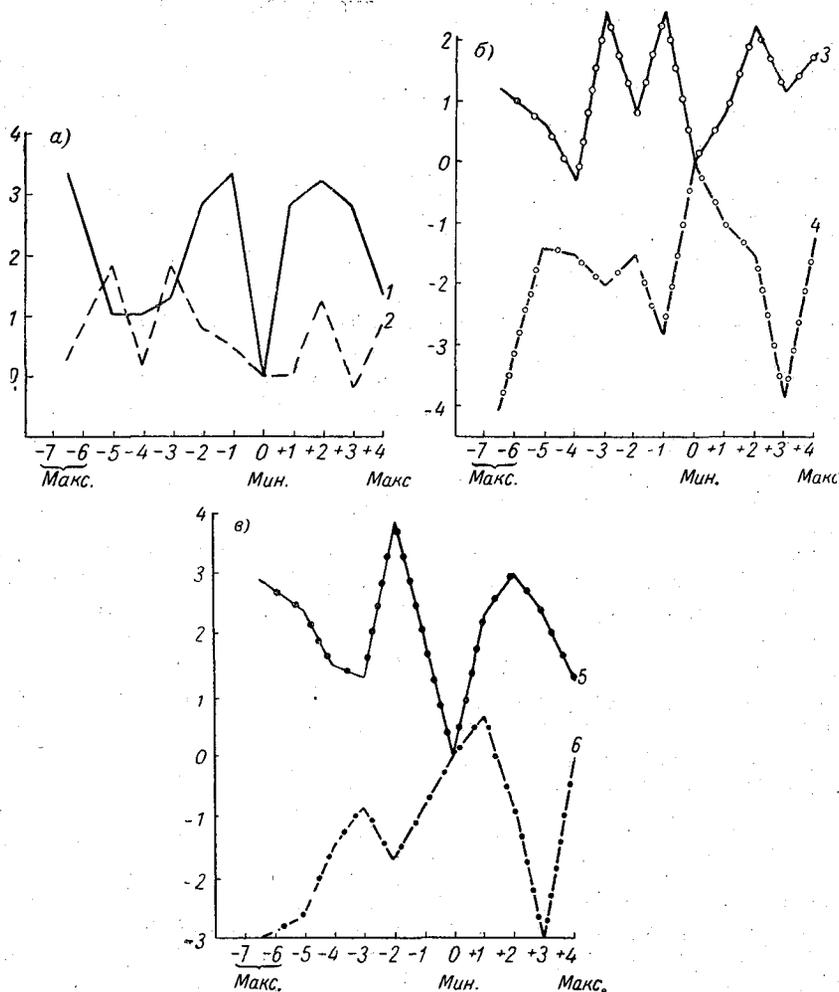


Рис. 7. Повторяемость различных вариантов преобразований основных форм циркуляции в 11-летнем цикле.
1) $W-S$, 2) $W-E$ (а), 3) $E-W$, 4) $E-S$ (б), 5) $S-W$, 6) $S-E$ (в).

тить, что число преобразований $W-S$ и $S-W$ в предшествующий максимум солнечных пятен больше, чем в последующий, а у преобразований $S-E$ и $E-S$ соотношение обратное. Указанное различие отражает влияние векового хода. Так же, как на рис. 1, наши графики наиболее сильно расходятся в левой части и сближаются в правой.

Сопоставим теперь для каждой из трех основных форм циркуляции два возможных варианта преобразования по их ходу в 11-летнем цикле. Западная форма циркуляции переходит либо в восточную, либо в меридиональную. На рис. 7 а представлен ход числа преобразований $W-E$ и $W-S$. Для того чтобы можно было сравнивать колебания повторяемости не только относительно их значений в год минимума

солнечной активности, но и по абсолютной величине, в табл. 5 дано среднее число преобразований в год минимума. Среднее значение числа преобразований $W-E$ в год минимума выше, чем число преобразований $W-C$, оно выше также в начале нисходящей ветви и в год последующего максимума. В остальные годы несколько преобладает вероятность переходов от W к C . Вообще же оба варианта преобразований западной формы не имеют резко выраженных различий хода в 11-летнем цикле. Амплитуда колебаний числа преобразований $W-E$ невелика и не имеет достаточно устойчивого характера (что можно видеть по процентам, приведенным в табл. 5). Колебания числа преобразований $W-C$ значительно более закономерны и устойчивы. Минимальное число преобразований этого типа наблюдается в годы минимума солнечной активности, максимумы — в начале восходящей ветви и на годы -1 и -2 .

На рис. 7 б представлены графики вариантов преобразований восточной формы. Графики имеют в общем зеркальный характер. Если проследить ход разности во времени, то можно заметить, что из десяти межподовых разностей семь имеют разные знаки. Наибольшие различия числа преобразований вариантов $E-W$ и $E-C$ наблюдаются в годы $+3$, -1 , -3 и в предшествующем максимуме (последнее связано с вековым ходом). На всех этих фазах складываются условия, более благоприятные для перехода восточной формы циркуляции в западную, а не в меридиональную. Обратная тенденция наблюдается лишь в годы минимума.

Особенно большие различия с резко выраженным зеркальным характером имеют колебания двух вариантов преобразований формы C (см. рис. 7 в). Разности числа преобразований от года к году имеют в восьми случаях из десяти обратные знаки. Почти на всех фазах 11-летнего цикла, особенно на нисходящей ветви и в годы $+2$ и $+3$, явно преобладают переходы от C к W . Лишь в годы минимума преобладают переходы от C к E . Примерно одинаковую вероятность имеют оба варианта преобразований меридиональной циркуляции в году $+1$ и в год последующего максимума.

Приведенные выше табличные данные (см. табл. 4 и 5) и графики (рис. 5—7) показывают, что преобразования форм циркуляции фазированы в 11-летнем цикле солнечной активности, причем разные виды преобразований имеют свои особенности распределения по годам этого цикла.

О причинах, обуславливающих все эти колебания частоты преобразований, можно высказать пока лишь самые общие соображения. Прежде всего из того, что уже выяснено было о связи изменений числа преобразований с изменениями повторяемости форм циркуляции, вытекает, что и в распределении преобразований по годам 11-летнего цикла основную роль должна играть специфика распределения самих форм циркуляции. В самом деле, если в определенные годы или эпохи преобладает какой-либо тип преобразований, например форма E чаще переходит в форму W , а не в форму C , это означает, что складываются условия, более благоприятные для развития формы W . Следовательно, повторяемость этой формы в данном периоде времени будет большой.

Для выяснения вопроса о наличии закономерности в распределении основных форм циркуляции по фазам солнечного цикла и выявления характера этой закономерности нами была произведена обработка всего ряда лет, охваченного каталогом Вангенгейма, по тому же методу наложения эпох, который был применен для преобразований форм циркуляции. Результаты этой обработки (с округлением до целых) приведены в табл. 6 и на рис. 8.

Как следует из табл. 6 и рис. 8, западная и восточная формы циркуляции закономерно фазированы в 11-летнем солнечном цикле, у меридиональной формы четкой фазировки не видно. Форма Е имеет максимальную повторяемость в годы -3 , 0 и $+4$ (год максимума). Минимальная повторяемость формы Е наблюдается в год -2 , $+2$, а также в годы максимума предшествующего цикла. Повторяемость формы W имеет диаметрально противоположный ход. Это естественно, так как при наличии трех форм и отсутствии больших колебаний повторяемости формы С число дней с формой W должно расти с уменьшением повторяемости Е и убывать при росте числа дней с формой Е.

Подобно изменениям числа преобразований в ходе повторяемости форм Е и W обнаруживаются циклы в 4 и 3 года. Возможно, что эти циклы в какой-то мере обуславливают давно подмеченную закономерность повторения засух на юго-востоке Европейской территории СССР (ЕТС) с интервалами в 3—4 года.

Засухи возникают при аномальном развитии восточной формы циркуляции. Вангенгейм различает два основных варианта этой формы. Можно высказать предположение, что осуществление того или иного варианта связано с определенными фазами 11-летнего цикла.

Первый вариант формы Е получает развитие преимущественно в эпоху максимума и в начале нисходящей ветви цикла. При этом варианте наблюдается формирование антициклонов на севере Европы

и на северо-западе Сибири. Образующийся при этом восточный или северо-восточный ведущий поток приводит нередко к смещению антициклонов по ультраполярным траекториям. Засухи, возникающие при подобных процессах, Б. С. Гуревич [5] называет адвективными.

Второй вариант формы Е осуществляется преимущественно в эпоху минимума. Он характеризуется стационарированием высокого антициклона на юго-востоке ЕТС и надвиганием сибирского антициклона. Такие процессы обуславливают стационарные (радиационные) засухи.

Распределение двух типов засух в 11-летнем цикле, указанное в работе [5], согласуется с особенностями распределения формы Е, отмеченными выше.

Два максимума повторяемости засух — один в эпоху минимума и второй (двойной) в начале нисходящей ветви цикла — выявились и в проведенном автором настоящей работы исследовании резко выраженных дефицитов осадков в южной половине ЕТС.

Развитие западной формы циркуляции наблюдается на восходящей и нисходящей ветвях цикла, между максимумами повторяемости формы Е, а также вблизи максимума, но не в каждом цикле. В некоторые



Рис. 8. Изменения повторяемости форм циркуляции в 11-летнем солнечном цикле.

Таблица 6

Отклонения повторяемости форм циркуляции в разные годы 11-летнего солнечного цикла от повторяемости их в год минимума и процент положительных отклонений

Форма циркуляции	Годы относительно минимума										
	(максимум)	-5	-4	-3	-2	-1	0 (минимум)	+1	+2	+3	(максимум)
W Δ %	+33 67	+14 60	+15 33	-3 33	+26 58	+14 67	121	+16 67	+14 50	+16 40	+6 50
C Δ %	-7 46	-5 60	-8 17	-13 33	+3 58	-2 50	104	-7 50	+0 50	-12 40	-18 33
E Δ %	-27 33	-11 40	-7 50	+16 83	-29 8	-11 33	140	-9 17	-13 17	-3 60	+12 50

эпохи с максимумом чисел Вольфа совпадает максимум повторяемости формы W, но в другие эпохи знак связи обратный, т. е. на максимум чисел Вольфа падает минимум повторяемости формы W. Предшествующие максимумы солнечной активности (в левой части графика) дают значительно большую повторяемость формы W, чем последующие максимумы (в правой части графика), что является следствием наложения векового хода и влияния 22—23-летнего цикла. С развитием формы W связаны годы с повышенным количеством осадков в умеренных широтах.

Графики хода повторяемости формы E и формы W выявляют, как мы видели, двойную волну в 11-летнем цикле. Волна около минимума имеет более правильный характер, волна около максимума имеет менее устойчивый характер и иногда становится двухвершинной. В этом сказывается специфика хода чисел Вольфа в 11-летнем цикле: минимумы выражены более резко, чем максимумы, приобретающие в некоторых циклах сложный характер.

Двойная волна в повторяемости форм циркуляции и их преобразований, находящая отражение в чередовании засушливых и дождливых лет, сказывается и в других погодных характеристиках. По-видимому, эта причина наряду с другими факторами, особенно колебаниями интенсивности циркуляции, обуславливает обнаруженную рядом исследователей двойную волну в ходе температуры. Хорошим подтверждением наличия такой двойной волны, связанной с фазами 11-летнего цикла, является работа Т. В. Покровской [7]. В этой работе показано, что кривые распределения средних месячных температур в ряде пунктов имеют однотипный характер в фазах максимума и минимума солнечного цикла, с одной стороны, и на восходящей и нисходящей ветвях, с другой стороны.

Природа двойной волны в 11-летнем цикле связана, возможно, в более значительной мере с изменениями корпускулярной составляющей активной радиации Солнца. Косвенным отражением этих изменений является ход солнечного индекса \bar{a} , обнаруживающий два максимума в 11-летнем цикле [10]. Существенную роль при этом должны иметь флюктуации солнечной активности. К этому вопросу мы вернемся ниже.

Сравнение процессов повторяемости однородного знака отклонений в табл. 5 и 6 показывает, что особенности хода преобразований циркуляции более устойчивы, чем особенности хода повторяемости форм циркуляции. Так, из 66 величин процентов, приведенных в табл. 5 (для преобразований), 26, т. е. 39% случаев, имеют значение $\geq 80\%$ или $\leq 20\%$, в то время как в табл. 6 (для форм циркуляции) только

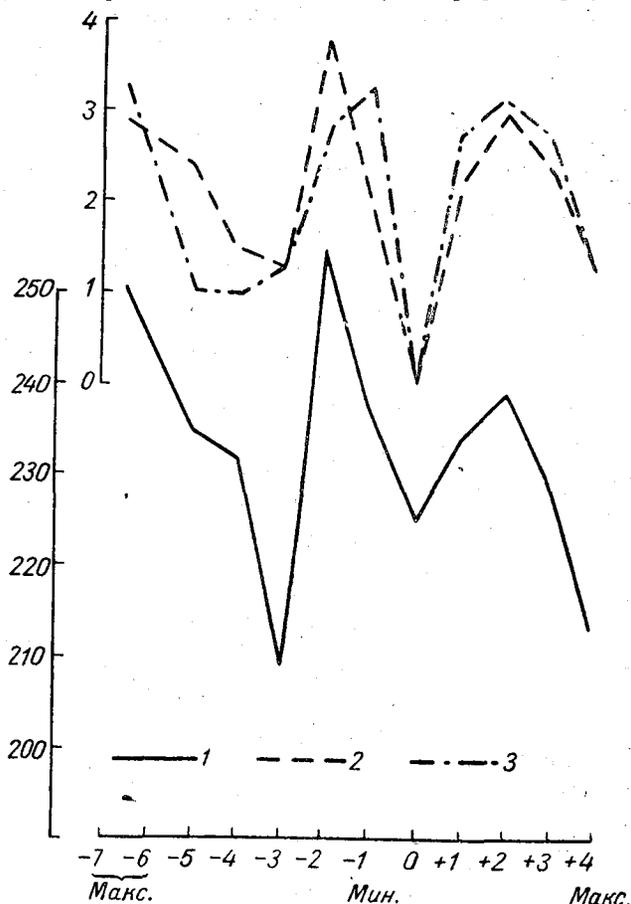


Рис. 9. Изменения повторяемости форм W и С и преобразований W—С и С—W в 11-летнем цикле.
1— формы W и С, 2— преобразования С—W, 3— преобразования W—С.

5 случаев из 33, т. е. 15%, имеют такие же значения, характеризующие устойчивость выделенных особенностей.

Сопоставляя графики преобразований циркуляции (рис. 6 и 7) с графиками повторяемости форм циркуляции (рис. 8), мы обнаруживаем весьма большое сходство между определенными парами графиков. Так, ход преобразований W—С и С—W очень хорошо совпадает с ходом повторяемости форм W и С. Для наглядности мы приводим рис. 9, на котором просуммировано число дней с формами W и С. Ход преобразований W—С и С—W однотипен и повторяет все основные особенности хода числа дней с формами W и С. Вместе с тем видно, что отдельные пики на сопоставляемых кривых выражены не одинаково резко.

Ход преобразований С—Е и Е—С также в значительной мере следует за ходом повторяемости форм циркуляции, участвующих в этих

преобразованиях, т. е. E и C, но сходство несколько менее близкое, чем в приведенном выше примере.

То же можно сказать и в отношении связи преобразований E — W и W — E с формами циркуляции E и W. В общем, как и при рассмотрении векового хода, отчетливо видно, что главные особенности 11-летнего циклического хода преобразований циркуляции и участвующих в этих преобразованиях форм совпадают. Мы отмечали уже, что это совпадение является естественным. При большей повторяемости какой-либо формы увеличивается и вероятность перехода к этой форме. Условия, благоприятствующие развитию определенной формы циркуляции, способствуют и определенным видам преобразований. Однако, как уже отмечалось при рассмотрении вековых колебаний, число преобразований циркуляции не является только статистическим следствием большей или меньшей повторяемости определенных форм циркуляции. Если бы действовала только эта причина, то суммарное число всех видов преобразований в каждом году было бы одинаковым, как и сумма дней с тремя формами циркуляции. Таблица 4 и суммарный график общего числа преобразований (рис. 5) показывают, что имеется определенная закономерность чередования лет с большей и меньшей частотой смен циркуляции.

Минимумы солнечной активности являются точками симметрии, по обе стороны которых на протяжении нескольких предшествующих и последующих лет наблюдается чередование большей и меньшей частоты преобразований. Можно с достаточным основанием предполагать, что частота смен циркуляции возрастает на тех фазах солнечного цикла, когда увеличиваются флюктуации солнечной активности. Указания на существование такой закономерности имеются в литературе по гелиогеофизике. В частности, в упомянутой работе Гуревич [5] отмечается, что основой для прогноза типа циркуляции служит тот «эмпирический факт, что длительность преобладания того или другого переноса возрастает с убыванием солнечной активности и убывает с возрастанием активности». В годы минимума флюктуации солнечной активности малы. По мере общего роста числа пятен усиливаются и флюктуации, однако их возрастание протекает неравномерно. Максимальные флюктуации далеко не всегда наблюдаются в годы максимума солнечной активности. Это хорошо видно из графиков, построенных А. Я. Безруковой [1] для семи 11-летних циклов. Важным выводом из работы Безруковой является и тот факт, что циклические изменения площади групп пятен не одинаковы в Северном и Южном полушариях Солнца, и флюктуации запятненности полушарий имеют максимумы на разных фазах цикла. Асимметрия активности Северного и Южного полушарий Солнца находит отражение в атмосферных процессах и может обуславливать, в частности, 22—23-летнюю цикличность, а также годовые волны (см. [11], стр. 15—16).

Существенное значение с нашей точки зрения может иметь и неоднородный характер флюктуаций различных компонентов солнечной активности. Все это указывает на необходимость развертывания специальных исследований с учетом флюктуаций солнечной активности. Большую помощь в этих исследованиях должен оказать каталог флюктуаций, подготавливаемый Львовской астрономической обсерваторией.

Вполне естественно ожидать, что с более частыми сменами форм циркуляции должна быть связана и большая изменчивость погоды, в частности температуры воздуха. С этой точки зрения хорошо согласуются с нашими результатами выводы, полученные Ю. Б. Храбровым [9], исследовавшим междекадные разности температуры для Москвы. Сравнивая период 1947—1954 гг., являющийся

периодом нисходящей ветви 11-летнего солнечного цикла, с последующими годами (1955 — май 1957 г.), приходящимися на начало восходящей ветви, Храбров нашел, что для эпохи уменьшения солнечной активности относительное число небольших колебаний температуры больше, а значительных колебаний меньше, чем для эпохи увеличения солнечной активности. Это исследование Храброва проведено на материалах лишь одного десятилетия, желательнее, однако, распространить подобные проработки на более длинные ряды лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безрукова А. Я. Асимметрия солнечной активности в Северном и Южном полушариях Солнца. Ч. 2. Бюллетень Комиссии по исследованию Солнца, № 10 (24), 1954.
2. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Труды АНИИ, т. 34, 1952.
3. Вительс Л. А. Солнечный календарь ультраполярных процессов (см. настоящий выпуск).
4. Гирс А. А. Многолетние преобразования форм атмосферной циркуляции и изменения солнечной активности. Метеорол. и гидрол., № 10, 1956.
5. Гуревич Б. С. Макрометеорологический засухообразующий процесс. Труды ГГО, вып. 19(81), 1950.
6. Дыдина Л. А. О принципах составления долгосрочных прогнозов погоды малой заблаговременности для Арктики. Труды АНИИ, т. 215, 1958.
7. Покровская Т. В. О воздействии солнечной активности на режим температуры. Труды ГГО, вып. 65(127), 1956.
8. Тябин Н. И. Многолетние колебания гидрометеорологических условий приатлантической Арктики и их связь с солнечной активностью. Автореферат дисс. Л., 1958.
9. Храбров Ю. Б. Некоторые вопросы учета солнечной активности при составлении месячных прогнозов погоды. Труды ЦИП, вып. 71, 1958.
10. Эйгенсон М. С. и Прокофьева И. А. Новый индекс солнечной активности. Бюллетень Комиссии по исследованию Солнца, № 5—6 (19—20), 1950.
11. Эйгенсон М. С. Очерки физико-географических проявлений солнечной активности. Изд-во Львовского ун-та, Львов, 1957.

СОЛНЕЧНЫЙ КАЛЕНДАРЬ УЛЬТРАПОЛЯРНЫХ ПРОЦЕССОВ

В работе излагаются результаты анализа солнечных календарей реперных ультраполярных процессов с учетом форм атмосферной циркуляции. Выявлены типы процессов, наиболее четко фазированные в цикле солнечного вращения. Оценка достоверности полученных кривых распределения произведена с помощью критерия Пирсона.

В предшествующих работах автора [4, 5, 6] путем построения 27-дневных солнечных календарей был исследован эффект активных долгот Солнца в колебаниях температуры воздуха на Европейской территории СССР. Были рассмотрены температурные характеристики по 10 пунктам, причем более детально по Ленинграду. Для устранения влияния годового хода температурные данные брались в отклонениях от нормы, вычисленной для каждого дня по сглаженной кривой годового хода. Затем эти данные переводились в ранговые номера (1—27), благодаря чему устранялся эффект фоновых характеристик температуры. В результате исследований были выявлены даты солнечного календаря с относительно большей повторяемостью волн холода и волн тепла. Наиболее резко выделялись две волны холода — около 19—20 и 25—26 дней солнечного календаря, разделенные относительным пиком повышения температуры около 23-го дня солнечного календаря.

В общей группировке наиболее низких за цикл температур обнаружилась резкая асимметрия двух половин солнечного календаря: в течение рассмотренного периода (1952—1954 гг.) 80% наиболее холодных дней пришлось на вторую половину цикла и только 20% на первую. Все это свидетельствует о хорошо выраженной долготной неоднородности солнечной активности и существовании достаточно устойчивых активных долгот, воздействие которых вызывает более частое повторение волн холода около определенных дат солнечного календаря.

С указанным выше распределением волн холода и тепла хорошо согласуется распределение по датам солнечного календаря преобразований основных форм циркуляции, по Г. Я. Вангенгейму. Наиболее резко выраженные пики и контрасты в ходе кривых различных преобразований приходятся [6], как и у температурных кривых, на вторую половину солнечного цикла. При этом с датами наиболее частых волн холода хорошо согласуются даты наиболее частого повторения преобразований западной и восточной форм циркуляции в меридиональную, а также западной и меридиональной форм в восточную. С разделяющей указанные волны холода волной тепла (около 23-го дня солнечного календаря) хорошо согласуется максимум повторяемости преобразований меридиональной и восточной форм циркуляции в западную.

Весьма примечательным фактом, свидетельствующим о неслучайном характере обнаруженных закономерностей и о существовании активных долгот Солнца на протяжении многих лет, является сопоставление

солнечных календарей преобразований форм циркуляции за 1951—1955 и за 1891—1956 гг. Основные закономерности, выявленные для пятилетнего интервала времени, сохраняются и для всего 66-летнего промежутка времени, охваченного каталогом Вангенгейма. В первой половине солнечного календаря нет такого согласования, как во второй половине. По-видимому, активные долготы соответствующей полусферы Солнца (с учетом интервала времени, необходимого для передачи возмущения от Солнца к тропосфере) менее устойчивы.

В цитированных выше работах в качестве характеристик атмосферной циркуляции были использованы типы Вангенгейма. В настоящей статье излагаются результаты анализа проявления долготной неоднородности солнечной активности в другом показателе атмосферной циркуляции — повторяемости ультраполярных процессов. Эти процессы, являясь резким нарушением преобладающего западно-восточного переноса, представляют собой наиболее ярко выраженные переломные фазы в деятельности атмосферы. С этими процессами связаны наиболее мощные вторжения холодных воздушных масс.

Холодные вторжения, прослеживаемые по температурным данным или по синоптическим картам, уже неоднократно служили предметом исследований с точки зрения гелиотропосферных связей.

Обширные проработки были проведены в предвоенные годы ташкентскими гелиогеофизиками К. В. Бродовицким, П. П. Предтеченским и др. В их работе [2] приведены диаграммы распределения по дням солнечного календаря полярных максимумов (за период 1923—1933 гг.), вторжений холодных воздушных масс в Среднюю Азию (за период 1934—1936 гг.) и др. Как правило, на солнечных диаграммах обнаруживаются два основных максимума (в первой и второй половинах 27-дневного цикла) и ряд вторичных, более мелких пиков.

В 1943 г. С. Т. Пагава произвел сопоставление повторяемости ультраполярных процессов с импульсами солнечной активности. Тесноту связи он оценивал с помощью качественного коэффициента корреляции. Для исследованного периода (15 месяцев) он получил сравнительно невысокий коэффициент корреляции (0,3), но с отношением $\frac{r}{\sigma_r} > 5$, свидетельствующим о реальности связи.

Б. М. Рубашевым в 1939—1940 гг. [10], [11] было показано, что арктические вторжения связаны с импульсами солнечной активности и осуществляются чаще всего на +1-й фазе импульса, т. е. через один оборот Солнца после максимального развития пятнообразовательной деятельности в половине центральной зоны солнечного диска. Построенная Рубашевым диаграмма распределения дат арктических вторжений по солнечному календарю обнаруживает два максимума: более высокий в девятой трехдневке и менее высокий в четвертой трехдневке.

Несмотря на различие в деталях, результаты Рубашева и результаты наших работ в самых главных особенностях сходны: наибольшая частота арктических вторжений, волн холода в рассмотренных нами пунктах, а также меридиональных преобразований циркуляции приходится на вторую половину солнечного цикла, точнее, на его последнюю треть. Наши данные по волнам холода относятся к 1952—1954 гг., а Рубашевым был обработан материал за 1933—1937 гг. Сходство полученных результатов является еще одним подтверждением наличия на Солнце длительно существующих активных долгот.

Рубашевым были отдельно обработаны данные по вторжениям морского арктического воздуха и континентального арктического воздуха, но не делалось различия между вторжениями, оформленными в антициклоны, и затоками холодных масс в тылу циклонов.

В настоящей работе рассмотрены только четко выраженные реперные ультраполярные процессы, и при этом оказалось возможным подвергнуть анализу новый ряд лет, отличный от ряда, использованного Рубашевым, и ряда, использованного нами ранее. Материалом, послужившим нам для этой цели, явились даты реперных ультраполярных процессов на территории Европы и Западной Сибири за период с 1938 по 1951 г., взятые из работы Л. И. Блюминой [1]. Отбор реперных ультраполярных процессов производился Блюминой на основе уточненного ею определения, учитывающего не только приземные синоптические процессы, но и высотную баричу. Согласно этому определению, «ультраполярный процесс считается реперным, если он характеризуется меридиональным, ориентированным на север или северо-восток хорошо развитым высотным гребнем (в области этого гребня может наблюдаться ядро), по восточной периферии которого происходит смещение с севера или северо-востока на юг или юго-запад неослабевающего низкого антициклонального барического образования, или если этот процесс характеризуется движущимся на юг или юго-запад высоким антициклоном».

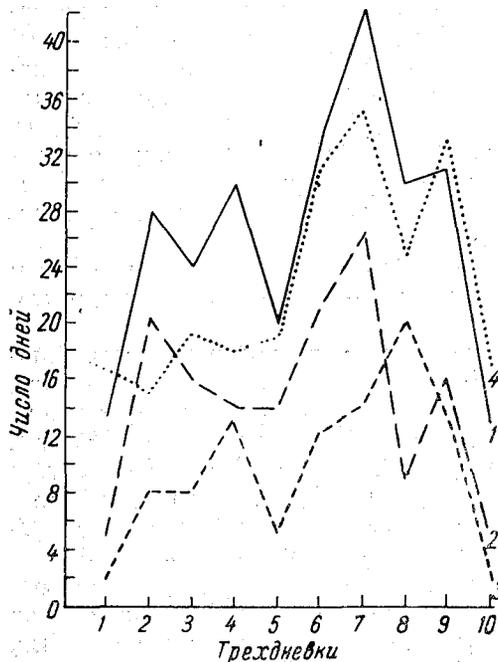


Рис. 1. Распределение реперных ультраполярных процессов по трехдневкам солнечного календаря. Число дней с реперными ультраполярными процессами:

1 — общее (1938—1951 гг.), 2 — при восточной форме циркуляции, 3 — при меридиональной форме циркуляции, 4 — число дней с низкими температурами в Ленинграде (ранговые № 1—5) в 1952—1954 гг.

этом календарь приводится в табл. 1, а итоговые данные в табл. 2.

Три дня, приходящиеся на 28-е числа «високосных» солнечных циклов, исключены из итоговых подсчетов.

Учитывая среднюю долготную протяженность активных областей на Солнце, при оперировании с солнечными календарями за счетную единицу принимают обычно трехдневные интервалы, что в переводе на гелиографические долготы соответствует приблизительно 40° . Распределение дней с ультраполярными процессами по трехдневкам солнечного календаря приводится в табл. 2.

В графическом виде данные табл. 2 изображены на рис. 1 сплошной линией.

Как видно из табл. 2 и на рис. 1, число дней с ультраполярными процессами во второй половине (и особенно последней трети) 27-дневных солнечных циклов больше, чем в первой. Этот результат согласуется с приведенными выше данными по арктическим вторжениям,

но и высотную баричу. Согласно этому определению, «ультраполярный процесс считается реперным, если он характеризуется меридиональным, ориентированным на север или северо-восток хорошо развитым высотным гребнем (в области этого гребня может наблюдаться ядро), по восточной периферии которого происходит смещение с севера или северо-востока на юг или юго-запад неослабевающего низкого антициклонального барического образования, или если этот процесс характеризуется движущимся на юг или юго-запад высоким антициклоном».

Всего за период 1938—1951 гг. таких процессов было выделено 104. Соответствующие даты приведены в табл. 2 работы Блюминой [1].

Указанные 104 процесса охватывают в общей сложности 254 дня. Все эти дни были распределены по столбцам солнечного календаря. Полностью

Таблица 1

Распределение по числам солнечного календаря дней с реперными ультраполярными процессами при различных формах циркуляции
(1938—1951 гг.)

№ оборотов	Дата начала оборотов	Дни солнечного календаря																											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
1134	21/VI 1938																												
1136	14/VIII																												
1137	11/IX																												
1138	8/X																												
1140	1/XII																												
1143	21/II 1939																												
1145	17/IV																												
1149	4/VIII																												
1150	31/VIII																												
1154	18/XII																												
1160	30/V 1940																												
1162	23/VII																												
1163	20/VIII																												
1164	16/IX																												
1167	7/XII																												
1169	30/I 1941																												
1170	27/II																												
1172	22/IV																												
1175	13/VII																												
1179	30/X																												
1180	26/XI																												
1181	24/XII																												

№ оборотов	Дата начала оборотов	Дни солнечного календаря																											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
1243	11/VIII																												
1244	7/IX											C																	
1245	4/X											C																	
1253	11/V 1947									C																			
1254	7/VI																												
1256	31/VII																												
1260	17/XI																												
1262	11/I 1948																												
1270	16/VIII																												
1271	12/IX																												
1274	3/XII																												
1276	27/I 1949																												
1277	23/II																												
1278	23/III																												
1284	2/IX																												
1285	29/IX																												
1286	27/X																												
1287	23/XI																												
1288	26/XII																												
1289	17/I 1950																												
1292	8/IV																												
1295	29/VI																												
1300	12/XI																												
1303	2/II 1951																												
1304	2/III																												
1311	8/IX																												
1312	6/X																												

Распределение дней с ультраполярными процессами на территории Европы и Западной Сибири в 1938—1951 гг. по трехдневкам солнечного календаря

№ трехдневки	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Числа солнечного календаря . . .	1—3	4—6	7—9	10—12	13—15	16—18	19—21	22—24	25—27
Число дней с ультраполярными процессами . .	13	28	24	30	20	33	42	30	31

волнам холода и меридиональным преобразованиям циркуляции, хотя все эти явления рассматривались за различные ряды лет.

Наиболее резко на рис. 1 выделяется максимум повторяемости ультраполярных процессов в седьмой трехдневке. Минимальная повторяемость ультраполярных процессов наблюдается в первой трехдневке. Отношение максимальной повторяемости к минимальной более 3.

Для оценки достоверности полученных результатов мы использовали прием, предложенный в 1949 г. Б. М. Рубашевым [12]. Он основывается на применении критерия согласия Пирсона (χ^2) для сравнения эмпирической кривой распределения с теоретической. Последняя в нашем случае должна иметь вид прямой, параллельной оси абсцисс, так как при случайном распределении, не связанном с активными долготами Солнца, все ординаты кривой распределения должны стремиться к постоянному числу, равному объему совокупности, деленному на число значений аргумента (т. е. в нашем случае на 9).

Величина χ^2 , подсчитанная для ряда величин, приведенных в табл. 2, равна 19,5. По этому значению χ^2 находим $P(\chi^2)$ * из таблиц Романовского [9], принимая число степеней свободы $k=8$. Получаем $P(\chi^2) = 0,0126$.

Расхождение эмпирического и теоретического распределений считается неслучайным, если $P(\chi^2) \leq 0,05$, следовательно, и полученное нами распределение ультраполярных процессов в цикле солнечного вращения не случайно.

Для сопоставления на рис. 1 точечным пунктиром проведена кривая распределения наиболее низких за цикл температур в Ленинграде, построенная по данным за 1952—1954 гг., т. е. за тот период, когда эффект активных долгот отчетливо проявлялся в температурных характеристиках Ленинграда. Как видно на рис. 1, ход сплошной и пунктирной кривых не совпадает в первой половине цикла и хорошо совпадает во второй половине. Для характеристики общей согласованности хода кривых можно воспользоваться ранговым коэффициентом корреляции (см. [7], стр. 363). Соответствующий подсчет дает значение этого коэффициента, равное 0,78 при $\frac{r}{\sigma_r} = 0,13$, что свидетельствует о наличии согласованности в основных особенностях распределения ультраполярных процессов и волн холода по трехдневкам солнечного календаря.

Выше были изложены результаты исследования распределения всех реперных ультраполярных процессов, наблюдавшихся в 1938—1951 гг. по трехдневкам солнечного календаря. В целях более детального анализа было проведено дополнительное исследование распределения

* $P(\chi^2)$ — вероятность, с которой в опытах (или в случайной выборке) можно ожидать получения значений χ^2 , не меньше, чем наблюдаемое χ^2 . Если P будет малым числом (например, 0,01 или 0,05), то наблюдаемое χ^2 надо считать неслучайным, так как случайные явления с очень малой вероятностью практически являются невозможными [9].

ультраполярных процессов в цикле солнечного вращения с учетом формы циркуляции, при которой наблюдался ультраполярный процесс.

В табл. 1 приведены все дни с ультраполярными процессами и соответствующие этим дням формы циркуляции, по Г. Я. Вангенгейму. Они обозначены символами W (западная), С (меридиональная) и E (восточная), которые проставлены в клетки солнечного календаря, соответствующие дням с ультраполярными процессами. В таблицу внесены не все обороты Солнца, а только те, в течение которых наблюдался реперный ультраполярный процесс. В начале каждой строки таблицы проставлен номер цикла по кэррингтоновской нумерации и дата его начала.

В табл. 3 приводятся данные подсчета числа дней с ультраполярными процессами отдельно для каждой из трех форм циркуляции. Как и в табл. 2, эти данные суммированы по трехдневным интервалам.

Данные табл. 3 представлены на рис. 1 длинным (для формы E) и коротким (для формы С) пунктирэм. Число дней с ультраполярными процессами при западной циркуляции весьма мало и поэтому особо не рассматривается.

Таблица 3

Распределение дней с ультраполярными процессами при разных формах циркуляции

Числа солнечного календаря	№ трехдневки									Общее число дней	Проценты	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9			
	1—3	4—6	7—9	10—12	13—15	16—18	19—21	22—24	25—27			
Число дней с ультраполярными процессами при формах циркуляции	E	5	20	16	14	14	21	26	9	16	143	56,3
	C	2	8	8	13	5	12	14	20	13	95	37,4
	W	6	—	—	3	1	—	2	1	2	16	6,3

Как следует из представленных данных, реперные ультраполярные процессы осуществляются чаще всего при восточной форме циркуляции (56,3% случаев). При меридиональной форме циркуляции они бывают реже (37,4% случаев) и, что вполне естественно, крайне редко наблюдаются при западной форме циркуляции (всего 6,3% случаев).

Для того чтобы яснее представить себе соотношение повторяемостей различных форм циркуляции при ультраполярных процессах, сравним (см. табл. 4) это соотношение с многолетними средними величинами повторяемости форм циркуляции (за период 1891—1951 г.), по данным Вангенгейма [3].

Учитывая эпохальные изменения циркуляции, мы приводим в табл. 4 также данные повторяемости форм циркуляции, подсчитанные нами для того периода, по которому проведено исследование ультраполярных процессов, т. е. для 1938—1951 г. Эти данные несколько отличаются от многолетних норм повышенной повторяемостью форм E и C. По А. А. Гирсу [7], после эпохи 1900—1928 г., характеризовавшейся аномальным развитием западной циркуляции, наступила эпоха усиленного развития восточной циркуляции, длившаяся с 1929 по 1939 г., затем она сменилась эпохой типа C, удерживавшейся до 1948 г., а с 1949 г.

Таблица 4

Повторяемость основных форм циркуляции (%)

Период (годы)	Форма циркуляции		
	W	E	C
1891—1951	39,7	33,7	26,6
1938—1951	31,2	35,9	32,9
При ультраполярных процессах в 1938—1951	6,3	56,3	37,4

снова наступила эпоха аномального развития формы E. Таким образом, период 1938—1951 гг. приходится на эпохи ослабленной западной циркуляции и повышенной повторяемости циркуляции форм E и C. Это обстоятельство создало многолетний фон, в известной мере благоприятствовавший развитию ультраполярных процессов. Однако, как видно из табл. 4, изменение соотношения повторяемостей форм циркуляции при ультраполярных процессах выражено значительно резче, чем в фоновых характеристиках всего периода 1938—1951 гг. Особенно сильно изменено соотношение повторяемостей форм E и W. Если для периода 1891—1951 гг. отношение повторяемостей E к W составляет 0,85, а для периода 1938—1951 гг. 1,15, то для дней с ультраполярными процессами оно доходит почти до 9 (точнее, 8,94). Отсюда ясно, что само по себе развитие форм циркуляции E или C можно считать обстоятельством необходимым (на 94%), но далеко не достаточным для возникновения ультраполярного процесса. Далее мы еще вернемся к этому вопросу.

Обратимся к рассмотрению табл. 3 и кривых на рис. 1, представляющих распределение по числам солнечного календаря дней с ультраполярными процессами при формах циркуляции E и C.

Кривая 2 (формы циркуляции E) имеет два максимума во второй половине солнечного цикла и один в первой половине. Кривая 3 (формы циркуляции C) имеет один максимум в первой половине цикла и один во второй. У обеих кривых максимумы во второй половине цикла выше, чем в первой. Вершины кривой 3 сдвинуты по отношению к кривой 2 на 1—2 трехдневки и совпадают с минимумами кривой 2. Интересно отметить, что двойной максимум кривой 2 во второй половине цикла аналогичен двойному максимуму кривой волн холода в Ленинграде. Ход кривых 3 и 4 в интервале от четвертой трехдневки до первой весьма сходен. Напомним, что подобный же двойной максимум характерен для волн холода не только в Ленинграде, но и в ряде других пунктов Европейской части СССР [6]. Следует, однако, иметь в виду, что эта особенность температурных кривых относится к исследованному нами периоду 1952—1954 гг. В другие годы она может вовсе не проявляться или же может отражаться в ходе температур лишь отдельных пунктов. Это зависит от местоположения ультраполярных траекторий и интенсивности процессов. По данным Блюминой [1], из рассмотренных ею 104 реперных ультраполярных процессов значительное понижение температуры у поверхности земли наблюдалось в 64 случаях и притом в районах смещения антициклона или ядра. В районах, лежащих западнее ультраполярной траектории, может происходить не похолодание, а существенное потепление. Все это необходимо учитывать при сопоставлении тех или иных температурных характеристик с цир-

куляционными процессами. Во всяком случае, можно полагать, что основная особенность распределения ультраполярных процессов при форме циркуляции E во второй половине цикла солнечного вращения — двойной максимум — не случайна.

К решению вопроса о неслучайности кривых распределения числа дней с ультраполярными процессами при разных формах циркуляции в целом можно подойти так же, как это сделано в отношении кривой 1, применяя критерий χ^2 . Соответствующие подсчеты дают: для формы E значения $\chi^2=20,3$ и $P(\chi^2)=0,0094$, для формы C $\chi^2=21,9$ и $P(\chi^2)=0,0047$. Величина $P(\chi^2)$ значительно меньше 0,05, следовательно, в обоих случаях распределение числа дней с ультраполярными процессами нельзя считать случайным. Следует обратить внимание на то, что при учете форм циркуляции значения $P(\chi^2)$ меньше, чем при совокупном рассмотрении всех дней с ультраполярными процессами. Это означает, что распределение ультраполярных процессов при однотипных формах циркуляции имеет более закономерный характер.

Может возникнуть предположение, что максимумы и минимумы кривых 2 и 3 определяются в какой-то мере различной повторяемостью самих форм циркуляции в определенных дни солнечного календаря. Для проверки этого предположения была произведена разбивка по датам 27-дневного солнечного календаря повторяемости форм циркуляции за все дни периода 1938—1951 гг. Результаты такой обработки, объединенные по трехдневкам, приведены в табл. 5.

Таблица 5

Число дней с разными формами циркуляции по трехдневкам солнечного календаря за период 1938—1951 гг.

Форма циркуляции	Трехдневка								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
E	191	204	207	204	210	207	194	204	211
C	163	152	173	202	205	199	192	193	171
W	210	208	185	158	149	158	178	167	182

Применение критерия Пирсона к распределениям, представленным в табл. 5, дает следующие значения:

$$\begin{array}{l} \text{для формы E } \chi^2 = 1,8, \quad P(\chi^2) = 0,985 \\ \text{ " " C } \chi^2 = 15,8, \quad P(\chi^2) = 0,046 \\ \text{ " " W } \chi^2 = 21,2, \quad P(\chi^2) = 0,007 \end{array}$$

Как видно из этих данных, распределение формы E по трехдневкам солнечного календаря в рассматриваемом периоде имело явно случайный характер, распределение формы C, по-видимому, не случайно, но $P(\chi^2)$ для C на пределе случайности; что касается распределения дней с западной формой циркуляции, то оно определенно не случайно, так как $P(\chi^2)$ существенно меньше значения 0,05.

Повторяемость дней с западной циркуляцией в цикле солнечного вращения имеет вполне закономерный характер с четко выраженным максимумом в первой трехдневке и минимумом в пятой трехдневке. Кривая распределения дней с меридиональной формой циркуляции имеет в общем обратный вид: максимум в пятой трехдневке и минимум во второй. Амплитуда колебаний у формы C меньше, чем у формы W.

Таким образом, распределение дней с формой циркуляции, при которой осуществляются ультраполярные процессы (формой С), можно еще считать закономерным. Однако сопоставление этого распределения с распределением ультраполярных процессов показывает, что они независимы друг от друга.

Если подсчитать ранговый коэффициент корреляции r между частотами ультраполярных процессов и дней с формой С, получается очень малое значение $r=0,22$. Еще меньше величина $r=0,18$, полученная при сопоставлении частот ультраполярных процессов с частотами дней с восточной формой циркуляции. Принимая во внимание небольшой объем совокупности ($n=9$), мы должны считать эти коэффициенты корреляции мало отличающимися от нуля, так как стандарт коэффициента корреляции $\sigma_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{n}}$ принимает значение 0,32, превосходящее значение самого коэффициента корреляции.

Результаты проведенного сопоставления показывают, что установленные выше особенности распределения ультраполярных процессов в солнечном календаре не вытекают из распределения форм циркуляции, а носят самостоятельный характер.

Рассмотренные нами группы реперных ультраполярных процессов различаются по форме циркуляции, при которой развивается ультраполярный процесс. Мы видели, что разделение этих процессов на две группы с учетом дополнительного признака — формы циркуляции — дает более четкое распределение по дням солнечного календаря, чем при рассмотрении всех ультраполярных процессов вместе.

Можно произвести иную группировку реперных ультраполярных процессов, воспользовавшись для этой цели их типизацией, предложенной Блюминой [1], которая различает три группы процессов.

Группа 1 характеризуется перемещением в ультраполярном направлении низких антициклонических образований. В процессах группы 2 имеет место смещение по ультраполярной траектории вначале низкого антициклонического образования, которое к концу процесса становится высоким.

Основным отличием группы 3 является смещение в ультраполярном направлении мощных высоких антициклонов.

Из подвергнутых исследованию 104 реперных ультраполярных процессов за период 1938—1951 гг. половина (52 случая) относится к первой группе, 34% (35 случаев) относится ко второй группе и только 16% (17 процессов) — к третьей группе. Даты соответствующих процессов приведены в работе [1].

По числу дней процессы первой группы охватывают в общей сложности 122 дня, процессы второй группы 84 дня и третьей группы 48 дней. Все эти дни были распределены по столбцам солнечного календаря с объединением по трехдневным интервалам. Три дня, приходящиеся на 28-е числа солнечных циклов (все они относятся к группе 2) исключены из рассмотрения. Указанное распределение приводится в табл. 6.

Распределение дней, относящихся к группам 2 и 3, весьма сходно. Различные знаки изменения данных от трехдневки к трехдневке наблюдаются только дважды. Поэтому, принимая во внимание, что число случаев группы 3 мало, мы объединили группы 2 и 3 в одну. Соответствующие данные приведены в нижней строке табл. 6.

График распределения числа дней первой группы реперных ультраполярных процессов представлен на рис. 2 сплошной линией (кривая 1). Аналогично на том же рисунке сплошной линией дается график рас-

пределения числа дней, относящихся ко второй и третьей группам вместе (кривая 3).

Как видно из сопоставления обоих графиков, наибольшие различия в ходе кривых наблюдаются во второй половине солнечного календаря. Максимум повторяемости процессов группы 1 приходится на седьмую и восьмую трехдневки. Процессы групп 2 и 3 имеют минимальную повторяемость в восьмой трехдневке и двойной максимум во второй половине цикла.

Применение к кривым распределения, представленным на рис. 2, критерия Пирсона дает следующие результаты: для кривой группы 1 $\chi^2=23,7$, $P(\chi^2)=0,0026$; для кривой групп 2 и 3 $\chi^2=10,9$, $P(\chi^2)=0,208$.

Из этих данных следует, что распределение процессов группы 1 имеет неслучайный характер.

Величина $P(\chi^2)$ для группы 1 наименьшая из всех приведенных выше. Это означает, что дни с процессами данной группы наиболее четко фазированы в цикле солнечного вращения. Распределение процессов групп 2 и 3 характеризуется высоким значением $P(\chi^2)$, вследствие чего по данному критерию его нельзя считать закономерным.

Сопоставляя график распределения групп ультраполярных процессов, по типизации Блюминой, с графиками распределения ультраполярных процессов при разных формах циркуляции (см. рис. 1), можно обнаружить очень большое сходство между кривыми группы 1 и формы С, а также между кривыми групп 2 и 3 и формы Е. Для наглядности на рис. 2 представлена кривая 2 для формы С и кривая 4 для формы Е.

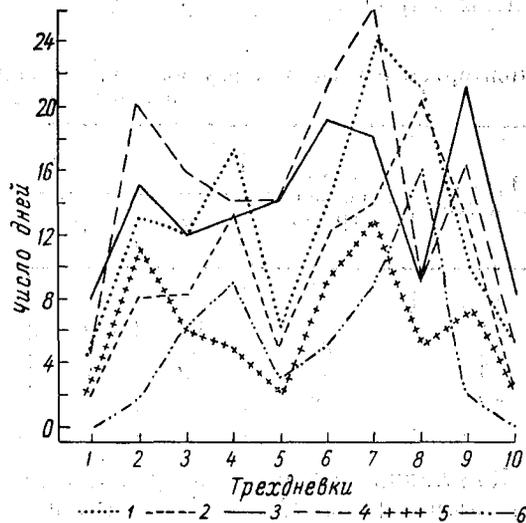


Рис. 2. Распределение реперных ультраполярных процессов:

1 — группы 1, 2 — при меридиональной форме циркуляции, 3 — групп 2 и 3, 4 — при восточной форме циркуляции, 5 — группы 1 при восточной форме циркуляции, 6 — группы 1 при меридиональной форме циркуляции.

Таблица 6

Распределение по числам солнечного календаря дней с ультраполярными процессами разных типов

Группа процессов	Трехдневка								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	5	13	12	17	6	14	24	21	10
2	5	7	7	11	8	12	11	7	13
3	3	8	5	2	6	7	7	2	8
2 и 3	8	15	12	13	14	19	18	9	21

Налицо весьма высокое сходство сопоставляемых кривых распределения. Вычисление ранговых коэффициентов корреляции для кривых 1 и 2 дает $\rho=0,85$ при $\sigma_p=0,09$, а для кривых 3 и 4 $\rho=0,78$ при $\sigma_p=0,13$.

Отношения $\frac{\rho}{\sigma_p}$ соответственно равны 8,7 и 6,5. Это свидетельствует о достаточно высокой тесноте связи и реальности полученных коэффициентов корреляции.

Хорошее сходство кривых на рис. 2 может навести на мысль о том, что это сходство является простым результатом совпадения принципов типизации Вангенгейма и Блюминой, иными словами, что первая группа процессов всегда соответствует меридиональной форме циркуляции; а вторая и третья группы аналогичны восточной форме. Для проверки такой возможности дни, отнесенные к каждой группе процессов, были разбиты по трем формам циркуляции. Результаты этой разбивки приведены в табл. 7.

Таблица 7

Повторяемость форм циркуляции при различных группах реперных ультраполярных процессов

Группа процессов	Сумма дней данной группы	Число дней			Проценты суммы дней с данной группой		
		Е	С	W	Е	С	W
1	122	60	52	10	49	43	8
2	81	52	26	3	64	32	4
3	48	29	17	2	61	35	4
2 и 3	129	81	43	5	63	33	4

Как видно из табл. 7, в процессах первой группы только 43% дней относятся к форме С, а почти половина всех дней характеризуется другой формой циркуляции — восточной. Следовательно, сходство распределений, представленных кривыми 1 и 2 на рис. 2, нельзя объяснить тем, что процессы группы 1 идентичны меридиональной форме циркуляции.

Если рассмотреть отдельно процессы форм Е и С, входящие в группу 1, то сходство между кривыми распределения 5 (для формы Е) и 6 (для формы С) выразится в том, что каждая кривая имеет два максимума: один в первой половине цикла, другой во второй. Максимумы кривой 6, однако, сдвинуты по отношению к кривой 5 на одну-две трехдневки, что создает обратный ход кривых около четвертой и около восьмой трехдневок. В совокупности обе кривые образуют два максимума, но особенности хода каждой формы циркуляции сказываются в том, что максимумы кривой распределения приходятся не на одну, а на две-три трехдневки.

При процессах групп 2 и 3 заметно явное преобладание восточной формы циркуляции. Это является, по-видимому, основной причиной сходства кривых 3 и 4. В данном случае роль формы циркуляции является ведущей, так как кривая 4, по критерию Пирсона, имеет закономерный характер, а кривая 3 сама по себе не может считаться закономерной. В ней, вероятно, лишь косвенным образом отражается специфика распределения, присущая ультраполярным процессам при форме Е.

Изложенные выше результаты анализа солнечных календарей пока-

зывают, что реперные ультраполярные процессы определенным образом фазированы в цикле солнечного вращения. Следовательно, они связаны с деятельностью активных долгот Солнца.

С другой стороны, как вытекает из работы [5], активные долготы Солнца обуславливают в земной атмосфере закономерную систему ритмов. В число их входят, в частности, трех- и пятимесячные ритмы, широко используемые в методике долгосрочных прогнозов погоды школы Б. П. Мультановского. Как известно, в качестве исходных процессов при прослеживании указанных ритмов берутся именно реперные ультраполярные процессы. Связь последних с активными долготами Солнца может, по-видимому, объяснить закономерности повторения аналогичных и обратных процессов через определенные промежутки времени. Следует, однако, иметь в виду, что повторные воздействия активных долгот не обязательно должны вызывать в тропосфере вполне сходные процессы. За время, протекающее от одного воздействия до другого, могут существенно эволюционировать активные области на Солнце и, что самое главное, могут значительно измениться автономно развивающиеся атмосферные условия. Поэтому при исследовании ритмов необходимо учитывать и космические факторы, и весь комплекс внутриатмосферных факторов, определяющих развитие макроциркуляционных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блюмина Л. И. Анализ повторяемости некоторых синоптических процессов. Гидрометеоздат, Л., 1954.
2. Бродовицкий К. В. и Предтеченский П. П. Основные положения метода долгосрочных предсказаний погоды, учитывающего солнечную активность. Труды ТГО, вып. 1, М., 1940.
3. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Труды АНИИ, т. 34, 1952.
4. Вительс Л. А. К методике обработки геофизических данных по 27-дневному солнечному календарю. Солнечные данные, № 4(7), 1955.
5. Вительс Л. А. Солнечная природа атмосферных ритмов. Труды ЦИП, вып. 51, 1957.
6. Вительс Л. А. Солнечная активность, преобразования форм атмосферной циркуляции и внутримассовые колебания температуры. Труды ГГО, вып. 87, 1959.
7. Гирс А. А. Многолетние преобразования форм атмосферной циркуляции и изменения солнечной активности. Метеорология и гидрология, № 10, 1956.
8. Романовский В. И. Математическая статистика. ГОНТИ, М.—Л., 1938.
9. Романовский В. И. Применение математической статистики в опытном деле. Гостехиздат, М.—Л., 1947.
10. Рубашев Б. М. О влиянии колебаний солнечной активности на арктический центр действия тропосферы. Метеорология и гидрология, № 10—11, 1939.
11. Рубашев Б. М. К вопросу о влиянии солнечной активности на процессы в тропосфере. Циркуляр ГАО, № 30, 1940.
12. Рубашев Б. М. К вопросу об оценке достоверности результатов, полученных при помощи солнечного календаря. Бюллетень Комиссии по исследованию Солнца, № 2(16), 1949.

О ПАССАТНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ НАД АТЛАНТИЧЕСКИМ ОКЕАНОМ

В статье рассмотрены среднесуточные характеристики метеорологических элементов на основании наблюдений дизель-электрохода «Обь» во время перехода его через Атлантический океан в июле 1958 г. Показаны некоторые особенности пассатной циркуляции над Атлантикой по сравнению со средним многолетним режимом. Выявлены особенности внутритропической зоны конвергенции, проявляющиеся в определенных погодных условиях. В качестве иллюстрации дана краткая характеристика этих же процессов осенью 1957 г. на основании наблюдений на теплоходе «Кооперация».

За последнее время (главным образом после второй мировой войны) в результате накопления данных, в частности аэрологических наблюдений в низких широтах, существенное развитие получила тропическая метеорология.

Работами С. П. Хромова [6], [7], Х. П. Погосьяна [4], [5] и в особенности Г. Флона [9, 10, 11], Р. Флетчера [8], К. Россби [16], К. Пальмера [14], Г. Рилля [15] и других исследователей, выполненными в значительной части на основе вышеуказанных материалов, расширены наши знания о пассатной циркуляции. В связи с этим открылась возможность для пересмотра существующих классических представлений об этой части общей циркуляции и обуславливающих ее причинах. Принимая во внимание итоги указанных выше работ как отечественных, так и зарубежных авторов, общие черты циркуляции атмосферы в низких широтах можно представить в следующем виде.

В постоянно меняющейся системе общей циркуляции атмосферы над земным шаром пассатные воздушные течения (ветры) охватывают тропическую зону между $25-30^\circ$ северной и южной широты. По обе стороны указанных широт, к северу и югу в соответствующем полушарии располагаются субтропические области высокого (повышенного) давления, которые имеют ячейковую структуру, т. е. не являются непрерывными, а состоят из отдельных антициклонов. Указанные антициклоны, высокие и непостоянные барические образования, перемещаются с запада на восток, причем в северном полушарии для них более характерна стационарность, а в южном полушарии регулярность передвижения.

Субтропические антициклоны постоянно регенерируют в результате вхождения ядер высокого давления, возникающих над материками в западном воздушном течении умеренных широт. При этом перемещение указанных областей высокого давления происходит в соответствии с особенностями термобарического поля и господствующими течениями в тропосфере.

Эти барические образования в определенных местах земного шара

замедляются в своем движении и усиливаются в результате эффекта дивергенции, который отклоняет воздушные потоки в сторону от центра высокого давления. Вследствие увеличения кориолисова параметра с широтой антициклональные вихри должны получать ускорение в направлении к экватору. Поэтому антициклоны умеренных широт проникают в субтропики и тропики, продолжая усиливаться в низких широтах упомянутым выше эффектом дивергенции.

В результате постоянной регенерации последних образуются отмеченные выше отдельные субтропические антициклоны, которые, таким образом, «не создаются меридиональной циркуляцией пассат — антипассат, а возникают из антициклональных ячеек западного течения, имеющих составляющую к экватору» [11].

Вследствие повышенной повторяемости антициклонов в субтропиках и тропиках, а также их длительной регенерации появляются сравнительно устойчивые барические градиенты, направленные к экваториальной зоне. Поэтому на перифериях субтропических антициклонов, обращенных к экватору, преобладают мощные тропические воздушные течения (первичный пассат). Первичный пассат представляет собой квазигеострофическое течение; имеющее в общем восточную составляющую. Вместе с тем первичный пассат является неустановившимся течением, непрерывное изменение интенсивности которого (вплоть до перебоев) находится в определенной связи с состоянием субтропических антициклонов. Так как развитие и существование первичного пассата зависит от отдельных антициклонов в субтропиках и тропиках, то кинематически он не отличается от тех воздушных течений, которые наблюдаются по обращенным к низким широтам окраинам устойчивых антициклонов умеренных широт.

В нижних слоях первичного пассата под влиянием трения о подстилающую поверхность появляются меридиональные слагающие, направленные к экватору (вторичный пассат). Величина меридиональной слагающей вторичных пассатов, наиболее заметная в восточных частях океанов, уменьшается на западе океанов, где пассат приобретает восточное направление. В Атлантическом океане Южного полушария он иногда отличается обратной меридиональной слагающей (вдоль берегов Бразилии с севера на юг). Преобладающие направления пассатных ветров (СВ и ЮВ в Северном и Южном полушариях соответственно) характеризуются большей устойчивостью в течение года, особенно в центральных областях этих ветровых систем. По режиму скоростей вторичные пассаты представляют собой умеренные ветры.

В районе экватора вторичные пассаты обоих полушарий сближаются, становятся менее устойчивыми и слабыми в результате конвергенции горизонтальной скорости в двух потоках наряду с зависящим от нее возрастанием вертикальной составляющей движения. Поэтому выше слоя трения (пассатной инверсии) слагающие вторичного пассата в среднем меняют знак, где им соответствуют направленные в противоположную сторону (к полюсам) слабые воздушные потоки, которые не являются антипассатом в его прежнем понимании. Эти слагающие вторичного пассата приобретают западную составляющую и по мере движения к полюсам в них начинают развиваться направленные вниз вертикальные компоненты, которые достигают своих максимальных значений в районе 30° северной и южной широт, т. е. ячейка циркуляции завершается. Следовательно, меридиональные слагающие (вторичный пассат) являются циркуляцией трения внутри тропического восточного течения первичного пассата.

Существование меридиональной пассатной циркуляции (внутренней циркуляции трения) обуславливает приток воздуха к экватору. Этот

приток уравнивается обратным оттоком воздуха — как первичным пассатом на высотах, так и находящимся над ним, а иногда и перекрывающим его переменным западным воздушным течением с различными меридиональными составляющими, в том числе и направленными к полюсам. Эти воздушные течения связаны с перемещающимися ложбинами и гребнями западного переноса и представляют собой антипассаты, в основном не отличающиеся от аналогичных воздушных течений в умеренных широтах.

Таким образом, существование субтропических поясов высокого давления в Северном и Южном полушариях является не следствием пассатной циркуляции, а ее причиной. При этом меридиональный перенос происходит главным образом через горизонтальный обмен западного воздушного течения, играющего решающую роль в процессах формирования субтропических антициклонов, которые в свою очередь поддерживают первичный пассат.

Между пассатной циркуляцией Северного и Южного полушарий располагается полоса пониженного давления. Она не является непрерывной, как это представляли раньше, потому, что здесь происходит развитие депрессий и областей повышенного давления, которые перемещаются в восточно-западном направлении. В этой полосе расположена зона внутритропической конвергенции, характеризующаяся наиболее низким атмосферным давлением и часто называемая тропическим фронтом. Эта зона находится в состоянии постоянного возникновения и разрушения, что, возможно, в какой-то степени зависит от развития процессов вне экваториальных широт. В ней происходят изменения термического режима, обусловленные не только общими термодинамическими факторами (затратой тепла на испарение, понижением температуры в восходящих потоках), но также излучением в верхних слоях облаков, создающим дополнительное охлаждение. Поэтому в нижней тропосфере экваториальной зоны образуются очаги относительно холодного воздуха и появляются в связи с этим нисходящие движения с западными слагающими. В результате указанного процесса внутритропическая зона конвергенции как единое целое раздваивается на две новые зоны конвергенции, расположенные по обеим сторонам от экватора. В области внутритропической зоны конвергенции существует узкая полоса экваториальных западных ветров в виде геострофического потока, как бы вставленного внутрь восточного пассатного течения, на границах соприкосновения которых наблюдаются разрывы ветра.

Экваториальные западные ветры возникают в результате отмеченных выше особенностей в термической структуре внутритропической зоны конвергенции, т. е. всюду, где она оказывается холоднее по сравнению с окружающими ее областями пассатов обоих полушарий, и лежит на несколько градусов в стороне от географического экватора.

Относительно сезонных перемещений экваториальной депрессии, включая и зону внутритропической конвергенции, имеется две точки зрения. Согласно одной из них, под влиянием сезонных изменений термических условий подстилающей поверхности (перегрев материков летом) метеорологический экватор, который большую часть года находится в Северном полушарии (от 0 до 10°), удаляется от географического экватора к северу или югу в зависимости от того, где находится летнее полушарие, и вместе с ним смещается внутритропическая зона конвергенции. От географического экватора по направлению к внешней границе этой зоны возникает барический градиент, который обуславливает появление квазигеострофического западного воздушного течения с меридиональными составляющими трения, направленными к полюсам. В этом случае имеет место перетекание через экватор пассата зимнего

полушария и переход его в тропический муссон летнего полушария, т. е. сезонное перемещение внутритропической зоны конвергенции определяется муссонной деятельностью. Согласно второй точке зрения, в результате награвания материков в летнем полушарии, над последними образуются термические депрессии, что обуславливает расширение экваториальной зоны западных ветров, которые распространяются в более высокие широты и замещают зимний пассат. При этом происходит раздвоение внутритропической зоны конвергенции. Одна ее часть вместе с метеорологическим экватором перемещается к северу или югу в зависимости от того, где находится летнее полушарие, а другая ее часть остается в районе географического экватора. Очевидно, что перетекания пассата из одного полушария в другое не происходит, и тропический муссон представляет собой внутреннее воздушное течение пассатной циркуляции одного полушария, имеющее противоположное пассату направление. В этом случае тропические муссоны являются следствием сезонных перемещений зоны конвергенции.

В воздушных течениях с направленными к экватору составляющими вследствие оседания воздуха в антициклонах и эффекта дивергенции, а в воздушных течениях с составляющими к полюсам, включая и экваториальные западные ветры, в результате конвергенции создается различный термодинамический режим. В первом случае восточный пассат и зимний муссон характеризуются тенденцией к опусканию, устойчивости и сухости. Во втором случае обнаруживается тенденция к подъему, неустойчивости, влажности, облачности, осадкам, типичным для летнего муссона. При этом развитие указанных процессов зависит в определенной степени от влияния холодных и теплых океанических течений.

Вышеприведенный краткий обзор современных воззрений на пассатную циркуляцию, естественно, не исчерпывает всего многообразия процессов, развивающихся в низких широтах. Как отмечает Х. П. Погосян [5], эти проблемы тропической метеорологии находятся еще в начальной стадии исследования, так как происходит постепенное накопление метеорологических и аэрологических наблюдений. Для того чтобы получить более полное и физически правильное представление об этой части общей циркуляции атмосферы, следует «изучать многие индивидуальные процессы» [5]. С этой целью в настоящей статье приводятся некоторые данные о пассатной циркуляции над Атлантическим океаном, полученные на основе метеорологических наблюдений и синоптических карт Третьей морской антарктической экспедиции АН СССР в 1957—1958 гг. Одна часть этих материалов собрана во время плавания теплохода «Кооперация» вдоль западного побережья Африки, причем во второй половине ноября и в первых числах декабря 1957 г. «Кооперация» находилась в тропических широтах восточной Атлантики. Другая часть материалов получена в июле 1958 г. во время перехода дизель-электрохода «Обь» через тропические широты Атлантического океана от восточных берегов Южной Америки к западным берегам Африки.

На указанных кораблях проводились ежедневные метеорологические наблюдения за восемь сроков, а также составлялась одна приземная синоптическая карта за 06.00 по гринвичскому времени (09.00 по московскому времени). Наблюдения в июле 1958 г. относятся к середине зимнего и летнего сезонов в Южном и Северном полушариях соответственно, и они, очевидно, представляются более интересными для рассмотрения пассатной циркуляции над Атлантическим океаном по сравнению с остальными материалами, характеризующими пассаты только на востоке Атлантики и в переходное время года.

На рис. 1 представлена наиболее типичная приземная синоптическая

карта за 06.00 по гринвичскому времени 17 июля 1958 г., составленная на дизель-электроходе «Обь», анализ которой был впоследствии уточнен в Центральном институте прогнозов Главного управления гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР.

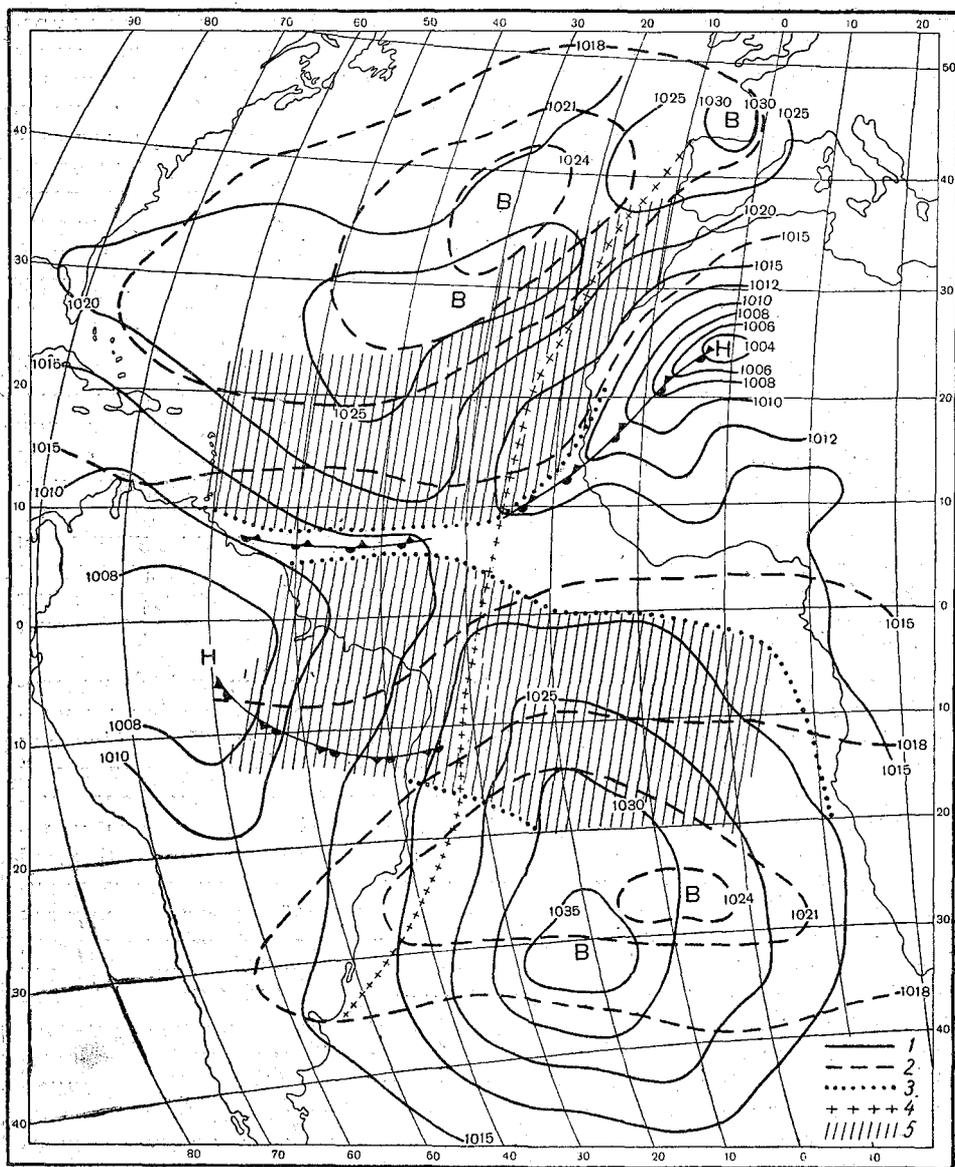


Рис. 1. Синоптическая карта 06° по Гринвичу 17/VII 1958 г. на фоне среднего многолетнего распределения атмосферного давления и зон пассатов обоих полушарий в июле над Атлантическим океаном.

1 — изобары 17 июля 1958 г., 2 — среднее многолетнее распределение давления в июле, 3 — границы пассатов обоих полушарий, 4 — маршрут дизель-электрохода «Обь», 5 — зоны пассатов с устойчивостью направлений от 60% и выше.

рологической службы при Совете Министров СССР. На этой же карте показано среднеемесячное распределение давления воздуха в июле [3], границы пассатов в обоих полушариях [13], зоны их максимальной устойчивости [3], а также маршрут плавания дизель-электрохода «Обь».

На рис. 2, изображающем пространственно-временный разрез через тропические широты Атлантического океана, даны среднесуточные величины давления, температуры воздуха, повторяемость (устойчивость) направлений и скорости ветра. С той же целью, как и на рис. 1, здесь нанесены среднемесячные характеристики указанных метеорологических элементов (за исключением направления ветра) для июля, заимствованные из [3], [12].

Среднесуточные значения метеорологических элементов, по наблюдениям на дизель-электроходе «Обь», вычислены путем осреднения их величин за восемь сроков, кроме направлений ветра, которые были обработаны в соответствии с методикой, принятой в других исследованиях, в частности Пальмера [14]. В данном случае повторяемость направлений ветра за восемь сроков приравнивалась к 100% (каждый срок соответствует 12,5%). В зависимости от количества сроков, в течение которых отмечалось одно определенное направление ветра, последние суммировались и в результате получалась повторяемость (устойчивость) соответствующего направления ветра в выбранном для осреднения интервале времени (сутки). Результаты вычислений в виде векторов изображены на рис. 2 и с их помощью проведены схематические линии тока, позволяющие выявить особенности поля воздушных течений в приземных слоях над тропической Атлантикой Северного и Южного полушарий.

Все среднесуточные значения метеорологических элементов отнесены к середине суток (в основном к 12—13 час. по поясному времени) и показаны на рис. 2 с учетом широты места корабля, в котором он находился в указанное время. Ниже приводится краткий анализ использованного материала сначала для Южного полушария, затем экваториальной зоны и Северного полушария.

С 10 по 17 июля 1958 г. над южной Атлантикой происходило интенсивное развитие субтропического антициклона. Центр его с давлением 1030—1035 мб находился западнее своего среднего местоположения (июль), причем он то поднимался к северу, то опускался к югу в пределах 10° широты. В начале периода указанный антициклон был вытянут в направлении к восточному берегу Южной Америки (район устья Ла-Платы). В последующем перемещение центра антициклона по широте сопровождалось формированием гребня, ориентированного на северо-запад (рис. 1), который распространился почти до географического экватора. Поэтому в западных районах Атлантического океана, непосредственно примыкающих к Южной Америке, отмечалось повышенное давление воздуха по сравнению со среднемесячными значениями для июля. В частности, это было достаточно резко выражено между 30° — 26° ю. ш. и в экваториальной полосе (3° ю. ш.— 0°), где отклонение среднесуточных величин давления от среднемесячных (июль) достигало 5—10 и 4—5 мб соответственно (рис. 2).

Просмотр синоптических карт Центрального института прогнозов показал, что еще более интенсивное развитие южного субтропического антициклона имело место в июле 1957 г., когда гребень его на западе Атлантики пересекал географический экватор и распространялся в Северном полушарии до 5° — 10° широты. Существенные особенности были отмечены в режиме воздушных течений. Если не считать появления 11 июля 1958 г. на $29^\circ 34'$ — $26^\circ 28'$ ю. ш. восточного ветра с устойчивостью 75% (5 сроков наблюдений), обусловленного указанным выше положением центра антициклона, то во всем районе плавания дизель-электрохода «Обь» преобладали ветры северо-восточной составляющей. Вследствие этого средняя июльская граница юго-восточного пассата с устойчивостью направления не меньше 60%, которая, согласно

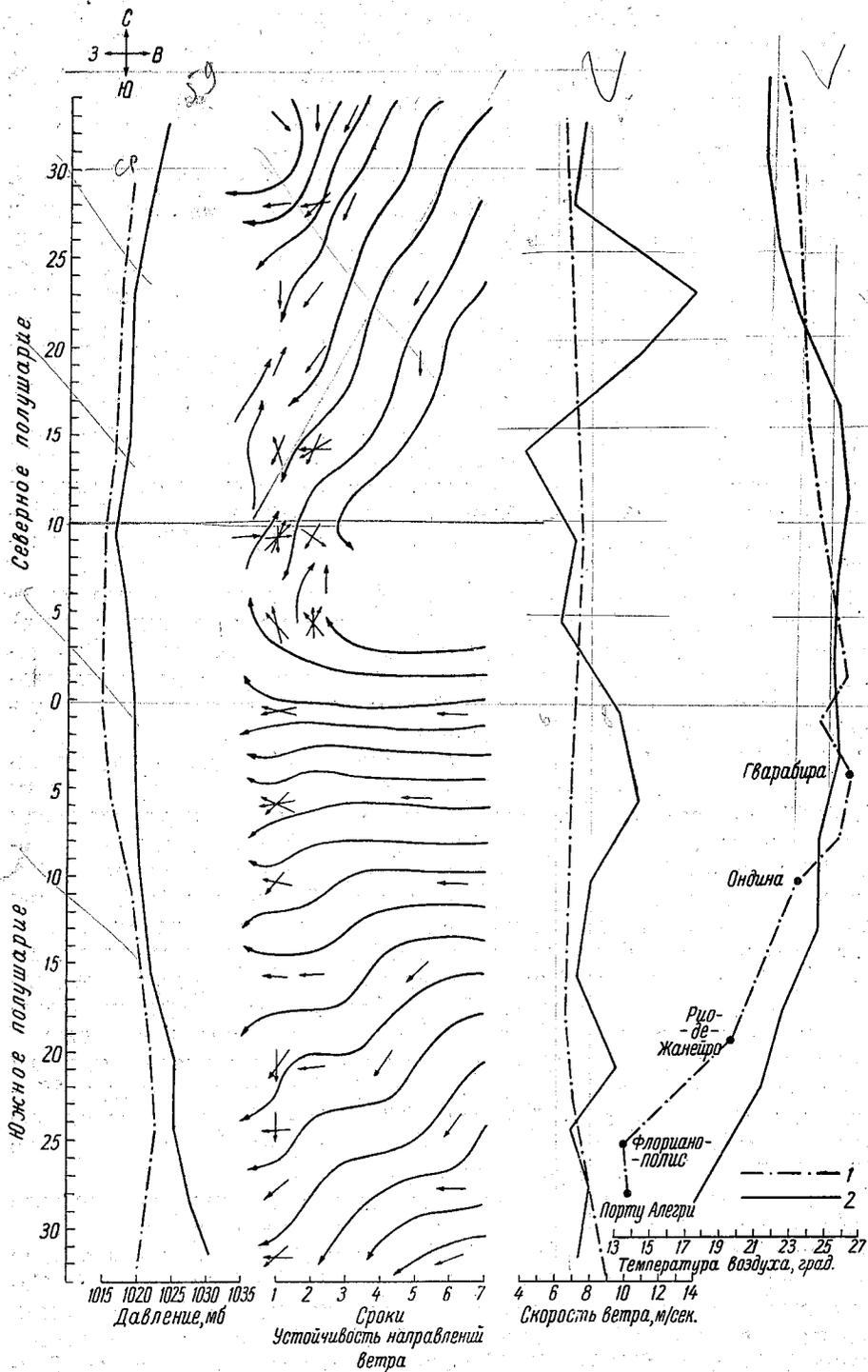


Рис. 2. Отклонение среднесуточных значений метеорологических элементов в июле 1958 г. от их среднемесячных многолетних величин (июль) над Атлантическим океаном.

1 — среднесуточные величины в июле 1958 г., 2 — средние многолетние значения (июль).

Кендрию [13], начинается у 16° ю. ш., оказалась смещенной к северу. В более низких широтах, вплоть до географического экватора, на общем фоне восточного пассатного течения (первичного пассата), устойчиво сохранявшегося на северной периферии субтропического антициклона, были вспышки ветров северо-восточной составляющей (устойчивость 12,5%), наблюдавшиеся около 8° ю. ш. Последнее появление северо-восточной составляющей в пассате Южного полушария в виде востоко-северо-восточного направления ветра (устойчивость 12,5%) отмечено на 2°41' ю. ш. Одновременно с этим в поле восточного пассата ежесуточно, начиная с 13°43' ю. ш., возникла составляющая востоко-юго-восточная (устойчивость 12,5%), отражавшая в какой-то мере зону юго-восточного пассата, обычно отличающегося в этой части Атлантики постоянством направлений 80% и больше (средние данные для июля). Очевидно, 10—17 июля 1958 г. в западной части южной Атлантики имело место развитие составляющей пассата, направленной от географического экватора в более высокие широты, что в какой-то мере представляет собой не вполне типичное явление. Это видно не только из указаний С. П. Хромова [6], но также из сравнения полученных средне-суточных величин повторяемости направлений ветра со среднемесячными данными для июля береговых и островных станций Южной Америки (табл. 1), заимствованных у Кендрию [12], [13].

Таблица 1

Средняя повторяемость (0/0) направлений ветра в июле на восточном побережье Южной Америки

Станция	Координаты		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
	φ	λ									
о. Фернандо Норонья	3°51' Ю	32°25' З	0	0	32	62	6	0	0	0	0
Байя Рио-де-Жанейро	13 20 Ю	38 01 З	1	8	28	35	16	6	0	0	6
Порту-Алегри	22 54 Ю	43 10 З	11	8	3	22	7	4	6	24	15
	30 02 Ю	51 13 З	2	2	7	5	5	2	8	4	65

Из табл. 1 видно, как закономерно возрастает с уменьшением широты повторяемость восточной и юго-восточной составляющих пассата. С другой стороны, ветры северной и северо-восточной составляющих на восточном берегу Южной Америки наблюдаются не столь часто. Севернее 13° ю. ш. воздушные течения указанных направлений, по-видимому, отличаются еще меньшей повторяемостью, а на о. Фернандо Норонья они в осредненных данных отсутствуют совсем. Это, надо полагать, не означает, что слагающая востоко-северо-восточного пассата на о. Фернандо Норонья вообще не наблюдалась до прохождения в этом районе дизель-электрохода «Обь». По-видимому, она оказалась сглаженной в результате обработки ветра по 8-румбовой шкале. Несмотря на подобное предположение, все же можно отметить, что данные табл. 1 также подтверждают ранее сделанный вывод о том, что распределение воздушных течений на западе южной Атлантики в июле 1958 г. было не столько типичным, сколько аномальным. По всей вероятности, и рассмотренный выше синоптический процесс — развитие гребня южного субтропического антициклона в северо-западном направлении почти до экватора имеет очень небольшую повторяемость.

Среднесуточные скорости ветра от 30° ю. ш. до географического экватора изменялись в небольших пределах — от 7,0 до 10,7 м/сек. (рис. 2), но по своим абсолютным величинам были больше средних скоростей ветра в южной Атлантике (6 м/сек.), известных из литературы [6]. Усиление ветра вызывалось интенсивным развитием субтропического антициклона и обусловленных этим возрастанием барических градиентов, особенно на его периферии [6]. Этим можно объяснить весьма заметное увеличение среднесуточных скоростей ветра в экваториальной полосе (9° ю. ш. — 0°), в то время как аналогичное, но не столь четко выраженное повышение среднесуточных скоростей ветра между 23—17° ю. ш. обуславливалось влиянием фронтов окклюзий в циклонических системах над Южной Америкой и распространявшихся на прибрежные районы Атлантического океана.

Среднесуточные скорости ветра мало изменялись в зависимости от направления, хотя сами по себе величины скоростей ветра значительны, особенно на востоко-северо-восточном направлении (табл. 2).

Таблица 2

Среднесуточные скорости ветра (м/сек.) в зависимости от направления

Румбы	С	СВ	ВСВ	В	ВЮВ
Среднесуточная скорость ветра	7,0	8,6	9,1	7,1	8,7

Примечание. В табл. 2 не приведено ССВ направление ветра, которое отмечалось один раз; скорость была 15 м/сек.

Для более полной характеристики режима скоростей ветра в табл. 3 приводятся их крайние значения.

Таблица 3

Крайние значения скоростей ветра (м/сек.) в зависимости от направления

Румбы	С	СВ	ВСВ	В	ВЮВ
Скорость ветра	4—10	6—12	5—12	5—13	5—11

Из табл. 3 видно, что диапазон колебаний скоростей ветра был довольно большой (6—8 м/сек.) по всем пяти направлениям, причем их максимальные значения заметно превышали обычно наблюдаемые скорости ветра в системе пассатной циркуляции по указанным причинам.

Сложившееся в середине июля 1958 г. распределение давления и связанный с этим режим воздушных течений обусловил интенсивный перенос теплого воздуха по периферии субтропического антициклона из районов экватора в более высокие широты вдоль восточных берегов Южной Америки. Одновременно с этим происходило усиление Бразильского течения, которое, как известно, представляет собой юго-западную ветвь южно-пассатного течения и следует от мыса Сан-Роке параллельно берегам Бразилии. Преобладание сравнительно сильных ветров северо-восточной составляющей увеличило поступление теплых вод из экваториальной зоны, что отразилось на повышении температуры поверхностных вод Бразильского течения (табл. 4).

Таблица 4

Среднесуточные температуры поверхностных вод Бразильского течения

Широта (Ю)	27°49'	24°14'	20°40'	15°45'	10°19'	5°48'
Температура поверхности воды (град.)	22,3	21,5	24,6	25,7	26,7	26,4

Примечание. Данные отнесены к широте места корабля на 13 час. каждых суток.

В результате этого процесса происходило прогревание нижних слоев воздушных масс и поэтому среднесуточные температуры воздуха

в районе плавания дизель-электрохода «Обь» были выше по сравнению со среднемесячными величинами, определенными из наблюдений станций на восточном берегу Южной Америки (рис. 2). Эти отклонения, наибольшие величины которых изменялись в пределах от 2,3° (22° ю. ш.) до 6,2° (28° ю. ш.), появляются вследствие относительно низких температур воздуха на материке, отражающих зимнее время года и влияние холодных вторжений с юга, распространяющихся, как указывал Б. П. Алисов [1], до 20° ю. ш. В появлении этих отклонений, по-видимому, определенную роль играет и то, что в обычных условиях, когда субтропический антициклон занимает свое среднее положение, преобладающие воздушные течения достигают побережья Южной Америки, пересекая почти под прямым углом Бразильское течение, которое является малоустойчивым. Поэтому усиленного прогревания нижних слоев воздушных масс, как это имело место в июле 1958 г., когда воздушные массы перемещались вдоль струи течения, не происходит.

Ниже 12° ю. ш. и до самого географического экватора среднесуточные температуры воздуха отклоняются от среднемесячных в пределах от 1,0 до 1,5°. Это указывает на появление в развитии процессов определенной устойчивости, характерной для низких широт, где средние величины метеорологических элементов «в известном смысле неплохо представляют синоптические значения» [14]. Несмотря на влияние теплых поверхностных вод Бразильского течения, массы морского тропического воздуха, перемещавшиеся по периферии субтропического антициклона вдоль восточных берегов Южной Америки, в нижних слоях были холоднее поверхности воды (табл. 5).

Таблица 5

Среднесуточные разности (Δt) температуры вода — воздух						
Широта (Ю)	27°49'	24°14'	20°40'	15°45'	10°19'	5°48'
$\Delta t_{\text{вода — воздух}}$	+2,6	+1,9	+2,4	+1,5	+2,1	+0,6

Примечание. Знак (+) показывает, что вода теплее воздуха. В остальном так же, как в табл. 4.

Вследствие этого конвекция развивалась достаточно хорошо, что видно по повторяемости облаков вертикального развития на отрезке маршрута дизель-электрохода «Обь» от 30 до 4° ю. ш. (табл. 6): наиболее часто отмечались С_и и С_б (53%).

Таблица 6

Повторяемость (%) различных форм облаков									
Формы облаков	C _i	C _s	C _c	A _s	A _c	C _u	C _b	S _c	F _{nb}
Повторяемость	14	1	3	6	17	36	17	5	1

Остальные формы облаков указывают на восхождения больших масс воздуха над фронтальными поверхностями в свободной атмосфере, сопровождающиеся понижением температуры. Такие процессы наблюдались между 26°28'—19°22' ю. ш., когда в прибрежных районах Южной Америки проходили фронты окклюзий, связанные с циклоническими образованиями над материком. Совместное влияние указанных процессов обусловило преобладание значительной облачности (в среднем общая облачность 7 баллов, нижняя 5 баллов).

В зонах прохождения фронтов окклюзий, а также в других районах, где получали интенсивное развитие процессы конвекции, выпадали лихневые осадки.

В июле 1958 г. приэкваториальные широты обоих полушарий нахо-

дидись на периферии южного субтропического антициклона (рис. 1), влияние которого на распределение атмосферного давления севернее географического экватора убывало, хотя по-прежнему среднесуточные величины давления были больше среднемесячных значений на 2—5 мб (рис. 2). В указанных широтах, по обе стороны географического экватора, преобладало восточное пассатное течение, отличавшееся большой устойчивостью (75%) и значительными скоростями (8—10 м/сек). По мере удаления от экватора к северу барическое поле становилось все более размытым, величины барических градиентов уменьшались и под влиянием составляющей силы Кориолиса направление ветра постепенно отклонялось вправо, последовательно переходя от В через ВЮВ, ЮВ к ЮЮВ, а на 4° с. ш. оно стало чисто южным. Повторяемость (устойчивость) этих ветров в общем была невелика (12,5—25% каждые сутки). Скорость воздушного течения изменялась в пределах 5—7 м/сек., т. е. характеризовалась величинами, наиболее близкими к средней скорости пассата (6 м/сек.) в южной Атлантике.

Температурная стратификация нижних слоев пассатного течения экваториальной зоны характеризовалась равновесным состоянием (среднесуточная разность температуры вода—воздух на 0°48' ю. ш. +0,3°, на 4°16' с. ш. +1,2°). Поэтому среднесуточные температуры воздуха были достаточно высокие, а также устойчивы и мало отличались в этом отношении от среднемесячных (рис. 2).

Небольшие разности температуры между водой и воздухом не способствовали развитию термической конвекции по сравнению с тропическими широтами Южного полушария. В связи с этим отмечалась небольшая облачность (не выше 4—5 баллов), среди которой Cu hum составляли около 90%.

Состояние погоды в зоне географического экватора на 29° з. д. Атлантического океана показано в табл. 7.

Таблица 7

Погода в зоне географического экватора

Дата	Координаты		Время	P мб	t° возд.	e мб	r %	Ветер	Облачность	Температура поверхности воды
	φ	λ								
17/VII	0°48' Ю	29°18' З	13	1020,0	25,4	24,9	78	В 10	3/3 Cu hum	25,8
	0 08 Ю	29 11 З	16	1018,0	25,7	22,1	68	В 8	1/1 Cu hum	25,9
	0 40 С	29 01 З	19	1019,2	25,1	22,2	67	В 10	0/0	26,0

Таким образом, приведенный материал о циркуляционных условиях в приэкваториальных широтах показывает, что на меридианах 28—30° з. д. в Атлантическом океане имело место постепенное перетекание пассата из одного полушария в другое без каких-либо особых явлений погоды.

По мере возрастания северной широты продолжалось плавное вращение ветра с переходом на юго-западное направление. Оно стало преобладающим между 5°34'—7°39' с. ш., подтверждая указание А. И. Воейкова [2] о том, что «летом северного полушария между обоими пассатами, к З от Африки, вставлена область SW ветров» (стр. 359). Указанные воздушные потоки в восточной части Атлантического океана представляют собой экваториальный (тропический) муссон и согла-

суются в этом отношении с классификацией климатов земного шара, разработанной Алисовым [1]. На северной границе этой области юго-западных ветров в очень узкой (50—100 км) полосе (8—9° с. ш.) были отмечены ветры почти чисто западного направления, и резкие изменения погодного комплекса, в том числе разрывы ветра с переходом его на северную составляющую. Эта полоса является зоной внутритропической приземной конвергенции, обычно называемой еще тропическим фронтом (рис. 3). Здесь, на 9° с. ш., располагался метеорологический экватор с наиболее низким атмосферным давлением (среднесуточная величина на 9°28' 1016,5 мб, а минимальная в 16 час. 19/VII 1015,1 мб), характерным для экваториальной депрессии. Местонахождение метеорологического экватора и наиболее низкого давления около 10° с. ш. вполне согласуется с приведенными данными по этому вопросу в начале статьи, а также подтверждается У. Кендрию [13], который отмечает, что обычно в июле экваториальная депрессия достигает своего наиболее северного положения.

Распределение метеорологических элементов в этой зоне показывает, что особенно резкие колебания произошли в поле абсолютной и относительной влажности воздуха. Они четко отражают наряду с изменением направления и усиления ветра смену сравнительно влажной массы воздуха экваториального происхождения на более или менее сухую воздушную массу северо-восточного пассата. Температурные контрасты между указанными воздушными массами практически отсутствуют, так как колебания температуры, не превышающие 2,1°, были обусловлены суточным ходом и, возможно, местными изменениями в притоке солнечной радиации вследствие увеличения облачного покрова.

Эти данные полностью подтверждают мнение Погосьяна [5] о принципиальных отличиях фронтов в тропиках от фронтов во внетропических широтах и в связи с этим о целесообразности замены термина «тропический фронт» на «внутритропическую зону конвергенции».

При перетекании ветров через метеорологический экватор с юга на север в системе ветров западной составляющей тенденция к конвергенции и подъему сменилась тенденцией к дивергенции и нисходящим движениям воздуха (которая имеет место в системах ветров северной составляющей, направленных к экватору). Согласно Т. Флону [9], в результате этого наблюдалось изменение погоды, показанное на рис. 3.

Нижние слои масс воздуха пассатов Северного и Южного полушарий в зоне внутритропической конвергенции были холоднее поверхности воды (среднесуточная разность температуры вода — воздух, отнесенная к 9°28' с. ш., была +1,2), что благоприятствовало развитию конвекции. В результате общего подъема влажного воздуха при ветрах западной составляющей и влияния конвекции наблюдалось увеличение облачности преимущественно вертикального развития и грозовой деятельности, причем последняя находила свое отражение в некотором кратковременном росте атмосферного давления. По всей вероятности, рассмотренные процессы являются достаточно устойчивыми, что видно из среднесуточных значений температуры воздуха и скорости ветра, мало отличающихся от среднемесячных величин (рис. 2).

Под влиянием интенсивного нагревания Африки и образования термических депрессий над Сахарой указанная полоса ветров западной составляющей на востоке Атлантического океана распространяется на север в среднем до 15—20° с. ш. (рис. 1). Это видно также по средней суточной повторяемости направлений ветра над океаном (рис. 2) и по наблюдениям береговых станций в районе западного берега Африки (табл. 8).

В результате этого распространения северо-восточный пассат оказывается замещенным воздушными течениями с западной составляющей.

Очевидно, муссон на востоке Атлантического океана возник не в результате расширения этой полосы ветров в сторону летнего полушария, сопровождающегося раздвоением зоны внутритропической конвергенции, а вследствие перетекания пассата Южного полушария в Северное в связи с нагреванием Африки. Экваториальные западные ветры в виде полосы, резко отделенной от пассатов обоих полушарий разрывом ветра и, по концепции Флетчера, Флона [8], [9], исключаящей перетекание пассатов из одного полушария в другое, не были обнаружены. По-видимому, указанная полоса экваториальных западных ветров над Атлантикой имеет разрывы как в пространстве, так и во времени. Это, вероятно, соответствует действительности, так как в работе Флона [8] имеются указания на то, что одни исследователи наблюдали эту полосу западных ветров над тропической Атлантикой, а другие ее не отмечали. В этом нет ничего необычного, так как если принять во внимание, что, по данным В. Мейнардуса, летом Северного полушария даже над Индийским океаном в 30% случаев переход пассата из одного полушария в муссон другого осуществляется постепенно, то в условиях Атлантического океана, где расширение зоны западных ветров и появление в связи с этим летнего муссона является не столь значительным, указанный процент, кажется, должен быть еще больше. Если же узкую полосу экваториальных западных ветров можно, как предполагает

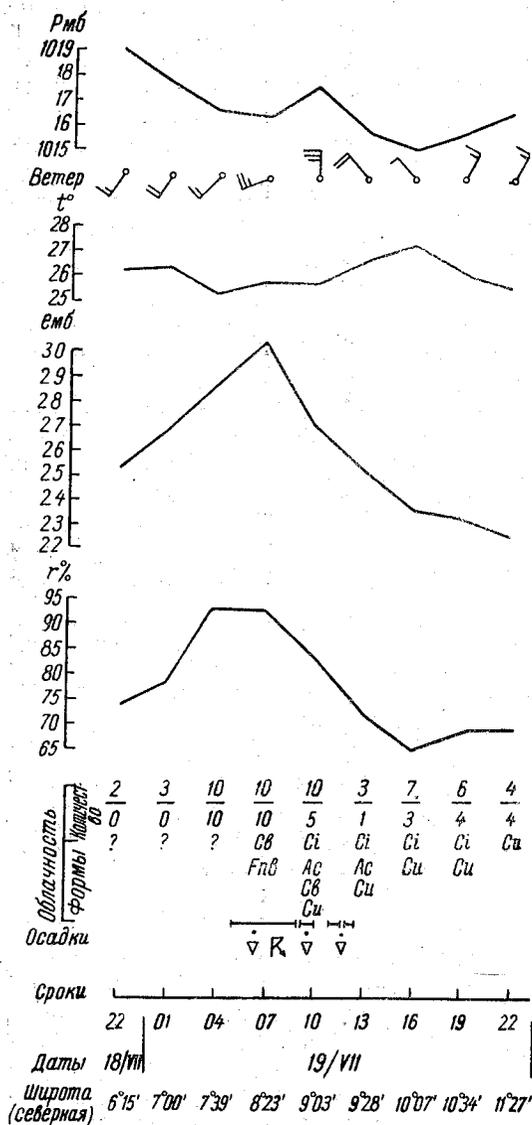


Рис. 3. Внутритропическая зона конвергенции и условия погоды 18—19/VII 1958 г.

Хромов [7], отождествлять с зоной тропического фронта, то они, как указывалось выше, были отмечены во время плавания дизель-электрохода «Обь» (июль 1958 г.) в районе тропической Атлантики.

Во всяком случае, вопрос об этой особенности циркуляции в приэкваториальных широтах требует дальнейшего изучения.

В Северном полушарии над Атлантическим океаном между 10—30° с. ш. в июле 1958 г. был также хорошо развит субтропический антициклон (рис. 1). Центр его с давлением 1025 мб находился в более

Таблица 8

Повторяемость (%) направлений ветра на западном побережье Африки в июле (Северное полушарие)

Станция	Координаты		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
	φ	λ									
Дакар	14°41' С	17°25' З	9	4	3	2	4	11	46	21	0
Порт Этьенн . . .	20°56' С	17°03' З	38	15	3	0	0	1	6	33	4

низких широтах по сравнению со среднемесячным положением. От центра антициклона в направлении на юг (до 10° с. ш.) на северо-восток и на запад развивались гребни. Поэтому среднесуточные величины давления воздуха в общем оказались выше осредненных данных за июль (рис. 2), но все же они выделялись не столь резко, как в Южном полушарии. Это дает основание полагать, что развитие субтропического антициклона в Северном полушарии являлось не столь аномальным, как в Южном полушарии, и более соответствовало обычным условиям.

По восточной периферии северного субтропического антициклона отмечалось пассатное течение в основном северо-восточной составляющей. Южная граница пассата совпадала со средним положением ее, согласно данным Кендрию [13]. Большой диапазон направлений ветра (от С до ВСВ), связанных с изменением положения центра антициклона относительно маршрута дизель-электрохода «Обь», обусловил сравнительно небольшую устойчивость каждого из них (среднесуточные величины повторяемости колебались в пределах от 12,5 до 65%).

Наиболее устойчивыми оказались ветры северного и северо-восточного направлений (25—65%). В отдельные дни (20 и 21 июля 1958 г.) на фоне господствующего воздушного течения с северо-восточной составляющей появлялись неустойчивые и слабые ветры восточных и южных румбов, что можно по-видимому, объяснить кратковременными изменениями величин барических градиентов. Среднесуточные скорости ветров в районе 10—30° с. ш. колебались в больших пределах — от 4,2 до 13,8 м/сек. (рис. 2) и начиная от 17° с. ш. значительно превышали средние скорости пассата (5 м/сек.) в северной Атлантике [6].

Изменения среднесуточных скоростей ветра в зависимости от более или менее часто наблюдававшихся направлений ветра (табл. 9) были

Таблица 9

Среднесуточные скорости ветра (м/сек.) в зависимости от направления

Румбы	С	ССВ	СВ	ВСВ	В
Среднесуточная скорость ветра	12,6	10,2	8,7	6,0	4,0

довольно значительны, особенно на северном и северо-северо-восточном направлениях. По аналогии с анализом режима скоростей ветра для Южного полушария в табл. 10 даны крайние значения их в указанном выше интервале широт.

Таблица 10

Крайние значения скоростей ветра (м/сек.) в зависимости от направления

Румбы	С	ССВ	СВ	ВСВ	В
Скорость ветра . . .	9—15	2—16	4—16	4—7	2—5

Из табл. 9 и 10 видно, что скорости ветра в июле 1958 г. значительно превышали обычно наблюдаемые в пассатах на востоке Атлантического океана. Интересно также отметить, что колебания скоростей северо-восточного пассата выражались резче по сравнению с пассатным потоком в тылу субтропического антициклона Южного полушария.

Тесная связь между режимом скорости пассата и развитием северного субтропического антициклона видна из сопоставления среднесуточных и среднемесячных величин скоростей ветра (рис. 2). Если в районе 14° с. ш. среднесуточные скорости ветра были меньше по сравнению с осредненными месячными данными, то в интервале $19^{\circ}53' - 24^{\circ}53'$ с. ш. и на меридианах $24^{\circ}06' - 21^{\circ}35'$ з. д. скорости ветра северной и северо-восточной составляющих колебались от 12 до 16 м/сек., т. е. в районе северного тропика ветер достиг штормовой силы. Это объясняется, вероятно, состоянием барического поля в приземных слоях, где отмечалось небольшое усиление субтропического антициклона, сопровождавшееся ростом барических градиентов, что в условиях почти прямолинейных изобар вызвало такое возрастание скорости пассатного течения без каких-либо изменений остального погодного комплекса (изменение метеорологических элементов между сроками наблюдений через 3 часа составляло: давление 0,0—2,2 мб, температура воздуха 0,0—0,7°, относительная влажность 0,0—5,0%, облачность от 2 до 6 баллов — Си и отчасти Se).

Особенности развития северного субтропического антициклона и соответственно режима воздушных течений оказали определенное влияние на распределение температуры воздуха в восточной части Атлантического океана. В частности, уменьшение скорости ветра между $10 - 14^{\circ}$ с. ш. способствовало интенсивному прогреванию нижних слоев воздуха и поэтому среднесуточные температуры были выше на $1 - 1,5^{\circ}$ среднемесячных (рис. 2). С усилением ветра в районе северного тропика, наоборот, происходил довольно заметный перенос морского тропического воздуха в низкие широты. Вследствие этого, начиная примерно с 20° с. ш., среднесуточные температуры воздуха оказались на $1 - 1,5^{\circ}$ ниже среднемесячных значений (рис. 2).

Указанный процесс в какой-то мере отразился и на температуре поверхностных вод Канарского течения (табл. 11), а это в свою очередь

Таблица 11

Среднесуточная температура поверхностных вод Канарского течения

Широта (С)	$15^{\circ}06'$	$19^{\circ}17'$	$23^{\circ}05'$	$28^{\circ}00'$
Температура поверхности воды (град.)	24,7	23,5	22,4	21,9

Примечание. Данные отнесены к широте места корабля на 13 час. каждого суток, за исключением 20/VII, когда взяты сроки 16—22 часа (начало течения).

привело к появлению равновесного состояния нижних слоев пассата, так как разности среднесуточных величин температуры воды и воздуха колебались около 0° (табл. 12). В связи с этим конвективные процессы

Таблица 12

Среднесуточные разности (Δt) температуры вода — воздух

Дата	20/VII	21/VII	22/VII	23/VII
$\Delta t_{\text{вода — воздух}}$	+0,7	-0,1	0,0	+0,1

были ослаблены, что с учетом оседания воздушной массы в пассате ограничило развитие облачности как в количественном отношении (средняя величина 4/4 балла), так и по разнообразию форм (Си 80%, Sc 20%).

Таким образом, приведенные данные показывают, что в июле 1958 г. пассатная циркуляция над Атлантическим океаном отличалась некоторыми особенностями, которые, в частности, заметно проявлялись в Южном полушарии. Однако, прежде чем обобщить использованный материал, представляется целесообразным кратко рассмотреть эту часть общей циркуляции атмосферы в осенний период (ноябрь — первые числа декабря 1957 г.). В Северном полушарии пассат с хорошо выраженной меридиональной составляющей наиболее полно был развит на востоке Атлантического океана между $26^{\circ}10'$ — $7^{\circ}42'$ с. ш. Северная граница пассата оказалась смещенной к югу примерно на 4° широты в результате разрыва субтропического пояса высокого давления и отхода ядра азорского антициклона на запад. В указанном выше интервале широт и в основном на меридиане 16 — 15° з. д. преобладали ветры северной составляющей (СЗ 27%, ССЗ 10%, С 27%, ССВ 17% и СВ 7%), повторяемость которых в общем составляла 88%. Остальные 12% приходились на ветры западного направления (10%) и штиль (2%), который наблюдался в 23 часа 14/XI 1957 г. на $24^{\circ}11'$ с. ш. и $16^{\circ}51'$ з. д. Средняя скорость ветра была $4,8$ м/сек., колебание ее в зависимости от направления воздушного потока составляло $3,0$ — $7,3$ м/сек. Северо-восточный пассат в своих нижних слоях находился почти в равновесном состоянии относительно подстилающей водной поверхности океана. Разность температуры вода — воздух по срочным наблюдениям через 3 часа в 55% была $\leq 1,0^{\circ}$; максимальные различия в температурах составляли $1,8^{\circ}$. Поверхность океанических вод имела более высокую температуру по сравнению с воздухом. Вследствие этого термическая конвекция развивалась слабо, преобладала малооблачная погода с облаками типа Си. В районе 8 — 4° с. ш. и на меридианах 15 — 13° з. д. располагалась внутритропическая зона приземной конвергенции, отличавшаяся некоторыми особенностями по сравнению с летним периодом. В этой зоне разрыва ветра не было (рис. 4), а имело место своеобразное столкновение пассатов Северного и Южного полушарий, по-видимому, аналогичное такому же явлению, которое отметили Брукс и Брэби в зоне конвергенции между пассатами обоих полушарий над Тихим океаном. В поле остальных метеорологических элементов внутритропическая зона приземной конвергенции не была выражена, так как в переходные сезоны существенные различия между воздушными массами, вероятно, отсутствуют. Принимая во внимание усиление ветра как юго-восточного, так и северо-западного направления (рис. 4), можно полагать, что метеорологический экватор на востоке Атлантического океана находился в это время года около 4 — 5° с. ш.

Начиная с 4° с. ш. и до 33° ю. ш. развивался пассат Южного полушария с преобладанием ветров юго-восточной составляющей (Ю 7%, ЮЮВ 28%, ЮВ 43%, ВЮВ 6%, В 14%), повторяемость которых в сумме составляла 98%. В этом отношении он был более устойчив по сравнению с северо-восточным пассатом, вероятно, в связи с приближением летнего сезона в Южном полушарии. Так как в ноябре развитие термических депрессий над Сахарой ослабевало, то при перетекании географического экватора отклонения юго-восточного пассата к юго-западу не было. В приэкваториальных широтах, а также в зоне внутритропической конвергенции полоса западных ветров не обнаружена совсем.

Режим скоростей пассата Южного полушария отличался известной неоднородностью. Почти до 28° ю. ш. средняя скорость ветра имела величину $5,4$ м/сек., а в зависимости от указанных выше направлений ветра колебалась в пределах $4,5$ — $8,3$ м/сек. В районе 28 — 33° ю. ш. и на меридианах 12 — $17,5^{\circ}$ в. д. пассаты стали очень устойчивы — повторяе-

мость только одного юго-юго-восточного направления составляла 87%, и они резко усилились. Средние скорости в зависимости от направления ветра изменялись от 8,2 м/сек. (Ю) до 139 м/сек. (ЮЮВ). Максимальные значения скоростей воздушных потоков достигали 18 м/сек. При этом каких-либо особых явлений в распределении остальных метеорологических элементов, кроме слабовыраженного суточного хода, которые да-

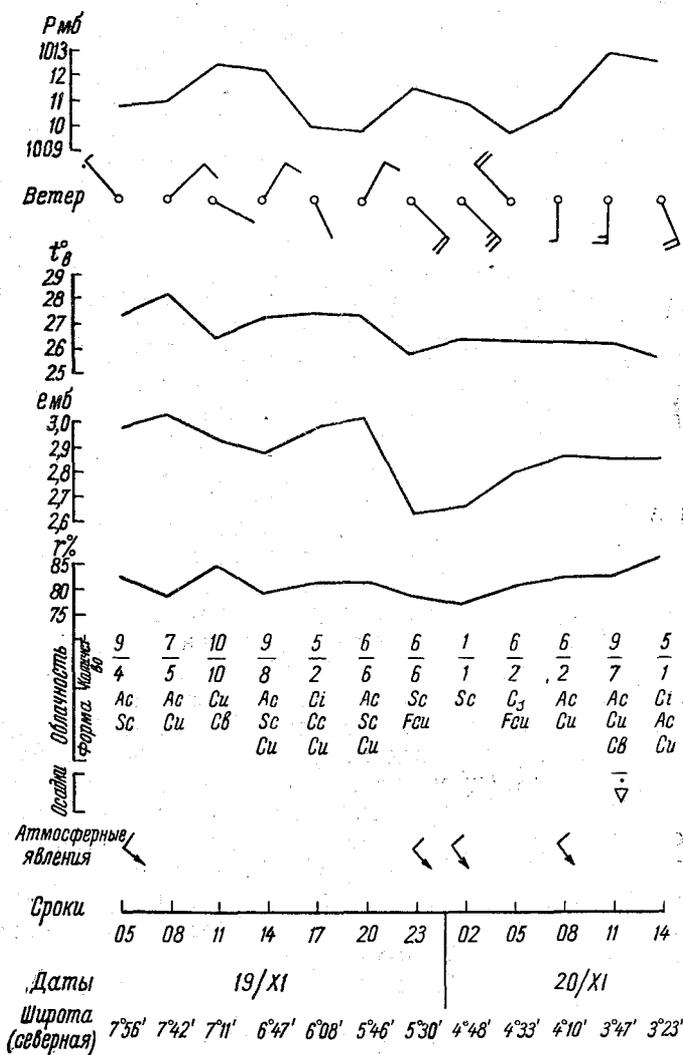


Рис. 4. Внутритропическая зона конвергенции и условия погоды 19—20/XI 1957 г.

вали бы основание предполагать циклогенез или наличие фронтальных разделов, не наблюдалось. Только в непосредственной близости к западным берегам Южной Африки (район Кейптауна) в ночь с 4 на 5 декабря 1957 г. за 3 часа температура воздуха повысилась на 3,5°, что, согласно Кендрию [13], можно объяснить влиянием сухих и теплых горных ветров, стекающих с пустынных плато материка к берегу Атлантического океана. Поэтому остается только полагать, что указанное выше увеличение скорости юго-восточного пассата произошло в результате чисто динамических причин — возрастания барических градиентов на периферии южного субтропического антициклона в связи с разрывом

пояса высокого давления и появлением депрессии над Южной Африкой. Возможно, здесь также сказались влияние местного усиления температурных различий между сравнительно холодной океанической поверхностью (Бенгуэльское течение) и уже заметно нагретым Африканским материком.

Нижние слои пассата были холоднее поверхности воды по сравнению с Северным полушарием, что способствовало более интенсивному развитию термической конвекции и кучевой облачности.

✓ В результате проведенного исследования можно сделать следующие основные выводы:

✓ 1. Пассатная циркуляция над Атлантическим океаном в зависимости от того или иного развития субтропических антициклонов подвержена существенным колебаниям.

2. Аномальное развитие южного субтропического антициклона в северном и северо-западном направлениях обусловило значительную повторяемость ветров северо-восточной составляющей в низких широтах на западе Атлантического океана. Поэтому полоса пассатов юго-восточной составляющей оказалась довольно узкой и сдвинутой в приэкваториальные широты Северного полушария.

3. Формирование центра северного субтропического антициклона в более низких широтах и появление от него гребня, вытянутого на юг, сблизило указанные области высокого давления обоих полушарий, что в свою очередь вызвало изменение положения и размеров экваториальной депрессии.

✓ 4. Над Атлантическим океаном происходило перетекание пассата Южного полушария через географический экватор в Северное полушарие. В центральных частях океана, где влияние летнего нагрева материков сводится к минимуму, одним из механизмов этого процесса, по-видимому, может являться указанное выше сближение периферий или гребней субтропических антициклонов в низких широтах, которые, взаимодействуя с барическими образованиями в области экваториальной депрессии, могут обусловить возникновение воздушного течения северо-восточной составляющей одновременно в обоих полушариях — по восточной и западной перифериям северного и южного субтропических антициклонов соответственно.

5. Вследствие чисто динамических факторов, отражающих то или иное состояние субтропических антициклонов, на перифериях последних в ряде случаев происходит заметное увеличение меридиональной слагающей первичного пассата, достигающих иногда почти штормовых значений без каких-либо существенных изменений в ходе других метеорологических элементов.

6. Экваториальная зона западных ветров как звено циркуляции атмосферы, полностью исключаящее перетекание пассатов из одного полушария в другое, не была обнаружена. Над Атлантическим океаном наблюдался постепенный переход пассата зимнего полушария в муссон летнего. Полоса западных ветров, понимаемая как тропический фронт, отмечена в зоне метеорологического экватора только летом.

7. Метеорологический экватор с наиболее низким атмосферным давлением находился в Северном полушарии около 9° с. ш. летом и $4-5^\circ$ с. ш. осенью.

✓ 8. В зависимости от времени года внутритропическая зона приземной конвергенции характеризуется различной структурой. Летом Северного полушария в ней наблюдался разрыв ветра, причем на очень узком пространстве (около 120 км) были отмечены западные ветры. В указанной зоне имели место заметные изменения абсолютной и относительной влажности воздуха, отражавшие конвер-

генцию сравнительно влажных и сухих воздушных масс пассатов Южного и Северного полушарий. В переходное время года зона внутритропической конвергенции представляла собой довольно широкую полосу, где происходило столкновение северо-восточного и юго-восточного пассатов. Наблюдавшиеся при этом колебания величин некоторых метеорологических элементов, по-видимому, вызваны суточным ходом.

9. В результате усиления скоростей ветра в системе пассатной циркуляции происходил соответствующий перенос воздушных масс из низких в более высокие широты (Южное полушарие) и из высоких в низкие (Северное полушарие). Поэтому в области внешних границ пассатов (около 30° с. и ю. ш.) наблюдалось изменение среднесуточных температур воздуха. На западе Атлантического океана (зима в Южном полушарии) они были повышены, на востоке Атлантики (лето в Северном полушарии) оказались пониженными. Это обусловило определенное выравнивание температур воздуха между зимним и летним полушариями примерно вдвое по сравнению с осредненными месячными значениями для июля.

10. Изложенные в статье данные вполне согласуются с новыми воззрениями на пассатную циркуляцию и в основном подтверждают их.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П. Климатические области зарубежных стран. Географиз, М., 1950.
2. Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России. СПб., 1884.
3. Морской атлас, т. II (физ.-географ.). Изд. Главного штаба ВМС, 1953.
4. Погосян Х. П. Циркуляция атмосферы. Гидрометеоздат, Л., 1952.
5. Погосян Х. П. Современные воззрения на общую циркуляцию атмосферы. В сб. «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии», Гидрометеоздат, Л., 1956.
6. Хромов С. П. Основы синоптической метеорологии. Гидрометеоздат, Л., 1948.
7. Хромов С. П. Муссоны в общей циркуляции атмосферы. В сб. «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии», Гидрометеоздат, Л., 1956.
8. Fletcher. The general circulation of the tropical and equatorial atmosphere. Journ. of Meteorol., vol. 2, 1945.
9. Flohn H. Eine äquatoriale Westwindzone als Glied der allgemeinen Zirkulation. Zeitschr. für Meteorol., Bd. 3, H. 8—9, 1949.
10. Flohn H. Die Revision der Lehre vom Passatkreislauf. Meteorologische Rundschau, Bd. 6, H. 1—2, 1953.
11. Flohn H. Wilhelm Meinardus and die Revision unsere Vorstellungen von der atmosphärischen Zirkulation. Zeitschr. für Meteorol., Bd. 7, H. 4, 1953.
12. Handbuch der Klimatologie, Bd. II, T. G. Südamerika, 1938.
13. Kendrew W. G. The climates of the Continents. Oxford at the Clarendon Press, 1953.
14. Palmer C. E. Tropical Meteorology. Compend. of Meteorol., Boston, 1951.
15. Riell H. On the role of the tropics in the general circulation of the atmosphere. Tellus No 2, 1950.
16. Rossby C. G. On displacements and intensity changes of atmospheric vortices. Journ. of Maritime Research, vol. 7, 1948.

ПРИМЕНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ЦИКЛОНОВ К ЦИКЛОНАМ, ВЫЗЫВАЮЩИМ УГРОЗУ НАВОДНЕНИЯ В р. НЕВЕ

В статье рассматриваются вопросы, связанные с закономерностью перемещения циклонов наводненческого типа. Вопросы рассматриваются для определенной группы наводненческих циклонов, выделенных по признаку однотипности траекторий.

В связи с исследованием циклонов, вызывающих угрозу ленинградских наводнений, нами была поставлена задача: выяснить, в какой степени применимы общие закономерности движения циклонов, установленные в ряде работ советских ученых, к циклонам наводненческого типа. Для большей конкретизации исследования объектом изучения послужили не все наводненческие циклоны, а была выделена определенная группа таких циклонов по признаку однотипности траекторий, проходящих в направлении с запада на восток в пределах $56-68^{\circ}$ с. ш. севернее Финского залива. Такой тип траекторий был выбран потому, что в ряде работ по исследованию наводнений было отмечено, что большинство значительных подъемов воды в устье р. Невы, а также почти все катастрофические наводнения связаны с перемещением быстро углубляющихся циклонов по подобным траекториям. Исследовались циклоны наводненческого периода, т. е. за сентябрь, октябрь, ноябрь и декабрь, за десятилетний период с 1948 по 1957 г. Наводненческими считались те циклоны, с которыми были связаны подъемы воды в устье р. Невы более 100 см над ординаром. За циклоны, угрожающие наводнением, принимались те циклоны, которые смещались по траекториям, подобным наводненческим, но подъем уровня в р. Неве был менее 100 см над ординаром.

Во всех рассмотренных случаях, за исключением одного подъема 64 см над ординаром, наблюдалось колебание уровня в устье р. Невы, не превышающее 50 см над линией ординара. Рассматривалось 50 периодов. Длительность интервала времени смещения циклона по данной траектории составляла от 1 до 5 дней. Так как нами рассматривались карты барической топографии, составленные за два срока, то число случаев, входящих в период смещения циклона по данной траектории, будет составлять от 2 до 10. Всего рассмотрено 185 случаев.

Результаты исследования и для наводненческих циклонов, и для циклонов, угрожающих наводнением, приводятся в общих таблицах, так как существенной разницы в перемещении этих циклонов не обнаружено.

Наиболее общей закономерностью, определяющей перемещение циклонов, является так называемое «правило ведущего потока». Указания на эти закономерности имеются еще в работах П. И. Броунова

и Э. Ф. Лесгафта, но вполне четкую формулировку «правило ведущего потока», т. е. правило смещения барических образований в направлении общего переноса воздуха в средней тропосфере, получило у С. И. Троицкого и В. М. Михеля. Уточнением правила ведущего потока занимались А. Ф. Дюбюк, а затем Х. П. Погосян и Н. Л. Таборовский. Этими учеными было отмечено, что не всегда барические образования перемещаются по изогипсам карт барической топографии, что большинство барических образований смещается по траекториям, отклоняющимся от ведущего потока вправо или влево на значительный угол. В связи с этим исследованием ими были предложены правила смещения барических образований с учетом их развития. Для циклонов было установлено, что при углублении траектория перемещения их будет отклоняться влево, а при заполнении — вправо от ведущего потока. Но, как показала проверка этих положений, проведенная в целом ряде работ последних лет [3, 4, 6], предложенные правила далеко не всегда оправдываются. В указанных работах различными авторами в разное время и на различном материале показано, что независимо от стадии развития циклонов траектория движения последних в большинстве случаев будет отклоняться от направления ведущего потока (изогипс поверхности 700 мб) вправо. Регламентированные руководством по краткосрочным прогнозам погоды [1] указания о перемещении циклонов основываются на цитированных выше работах. Так как нами исследовались циклоны наводненческого типа, а, как известно, их специфической особенностью является интенсивное, быстрое углубление и быстрое смещение, то в первую очередь представляло интерес проверить, подчиняются ли циклоны такого типа общей закономерности смещения по ведущему потоку с отклонением вправо или же для наводненческих циклонов справедливы уточнения этой закономерности, указанные Погосяном и Таборовским. С этой целью было проведено сопоставление траекторий циклонов с направлением изогипс карт АТ₇₀₀, т. е. смещение циклонов рассматривалось по отношению к ведущему потоку.

Полученные данные приведены в табл. 1.

Таблица 1

Направление перемещения циклонов по отношению к изогипсам АТ₇₀₀

	Смещение циклонов по изогипсам АТ ₇₀₀	Отклонение от изогипс АТ ₇₀₀		Сумма
		влево	вправо	
Число случаев	13	29	132	174
Проценты	7	17	76	100

Из рассмотрения исключены 11 случаев стационарных циклонов. Смещением циклонов по изогипсам считались случаи, когда отклонение траектории от изогипс поверхности 700 мб составляло не более 20°. В табл. 2 приведены данные, рассчитанные отдельно для углубляющихся циклонов, циклонов, смещающихся без изменения давления, и для заполняющихся циклонов.

Как следует из табл. 1 и 2, большинство циклонов независимо от их стадии развития смещаются, отклоняясь вправо от изогипс АТ₇₀₀, проходящих над центром циклона. Такой вывод согласуется с работами [3, 4, 6] и показывает, что общая закономерность смещения циклонов

Направление перемещения циклонов с учетом стадии их развития

Циклоны		Смещение циклонов по изогипсам АТ ₇₀₀	Отклонение от изогипс АТ ₇₀₀		Сумма
			влево	вправо	
Углубляющиеся	Число случаев . . .	9	11	63	83
	Проценты	10	14	76	100
Без изменения давления	Число случаев . . .	2	7	36	45
	Проценты	4	16	80	100
Заполняющиеся	Число случаев . . .	2	10	34	46
	Проценты	4	22	74	100

с отклонением вправо от ведущего потока остается справедливой и для наводненческих циклонов. Следует, однако, заметить, что эта закономерность не стопроцентная, 17% рассмотренных циклонов смещается влево от изогипс. Этот процент близок к величинам, указанным в работах Воробьевой (20%) и Павловской (20%). Следующим этапом уточнения закономерности движения циклонов явился учет закономерностей, связанных с особенностями термической структуры тропосферы. Кашин и Гриценко [5] установили, что общая тенденция перемещения циклонов и антициклонов качественно может быть определена как стремление циклонов перемещаться под язык тепла, а антициклонов — под язык холода. Далее этими авторами указывается, что циклоны, оказавшиеся в окружении холодного воздуха, становятся малоподвижными и заполняющимися, а антициклоны стационарируют и разрушаются в окружении теплого воздуха. Однако такой вывод характеризует смещение барических систем лишь в общих чертах, не указывая конкретно, в какую область языка тепла или холода должны смещаться барические образования. Если принять во внимание, что языки тепла или холода могут занимать очень обширные области, например проходить через всю Европейскую территорию СССР, то очень общий вывод Кашина и Гриценко не может быть использован как прогностический признак, на что указывалось и в работе [4]. Авторы работы [2], проводившие проверку положений, выдвинутых в работах Кашина и Гриценко, в Воронежском бюро погоды на примере каспийских циклонов (выходящих из районов Северного Кавказа, Каспия, Среднего и Нижнего Поволжья на юго-восточную часть Европейской территории СССР) более конкретно подошли к решению вопроса смещения циклонов относительно языка тепла. Они подтвердили выдвинутое в работе [5] положение по смещению циклонов в сторону языка тепла и конкретно указали, что из рассмотренных ими 32 случаев в 30 каспийские циклоны перемещались параллельно оси языка тепла в направлении к вершине языка тепла. В нашей работе при рассмотрении смещения циклонов относительно языков тепла проводилось разделение языка тепла на три части — вершину, центральную часть и основание. В результате анализа 185 случаев получены данные, помещенные в табл. 3.

Если взять общий процент смещения циклонов под язык тепла, то он составит 85%. Таким образом, данная таблица может служить подтверждением выводов работы [5] в отношении общей закономерности смещения циклонов под язык тепла и более конкретных выводов работы [2], указывающей на смещение большей части циклонов

Связь перемещения циклонов с очагами тепла и холода

	Смещение циклонов					Стационарные циклоны	Сумма
	к вершине языка тепла	к центру языка тепла	к основанию тепла	к очагу холода	по периферии языков тепла и холода		
Число случаев . . .	99	48	9	16	7	6	185
Проценты	54	26	5	8	4	3	100

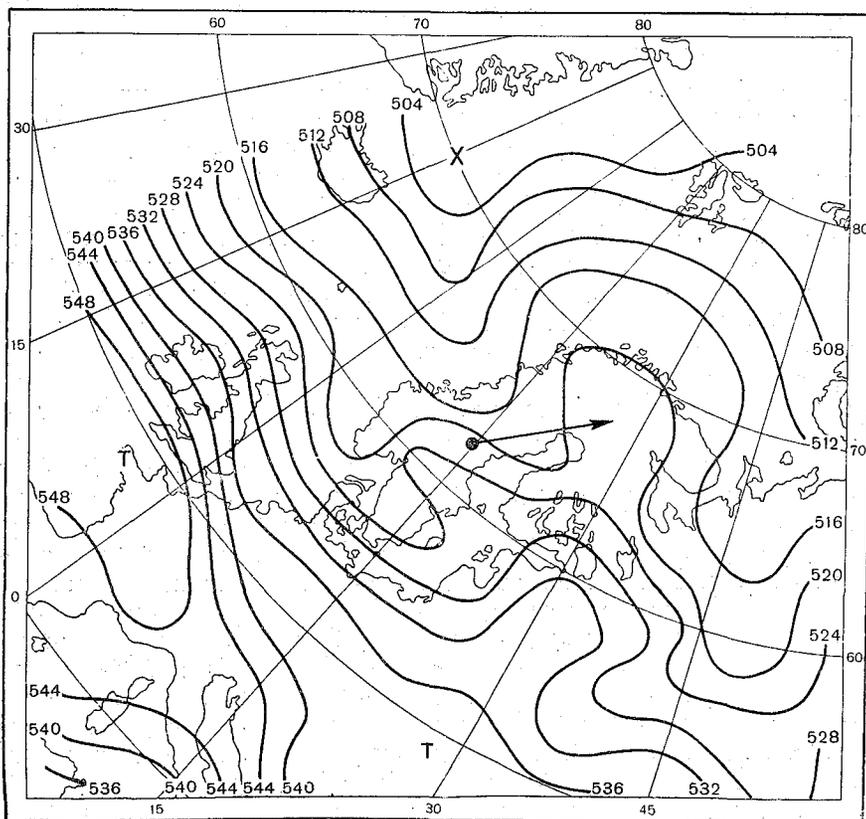


Рис. 1. Карта ОТ₁₀₀₀⁵⁰⁰. 06 час. 23/X 1948 г. Стрелкой указано направление перемещения циклона при его углублении.

к вершине языка тепла. Однако закономерности смещения циклонов рассмотренной нами группы наводненческих циклонов (западной) несколько отличаются от перемещения южных циклонов (каспийских).

По данным работы [2], каспийские циклоны в 94% случаев смещаются к вершине языка тепла. По нашим данным, наводненческие циклоны, перемещающиеся севернее Финского залива, только в 54% случаев смещаются к вершине языка тепла. Данный пример показывает, что при анализе траекторий циклонов необходимо учитывать географический район, в котором смещаются циклоны, и тип траекторий. В раз-

ных условиях направление траекторий циклонов относительно языков тепла и холода может быть различным.

С целью более детального исследования рассматриваемая нами группа циклонов была разбита на три подгруппы с учетом стадии развития циклонов. Результаты такой разбивки приведены в табл. 4.

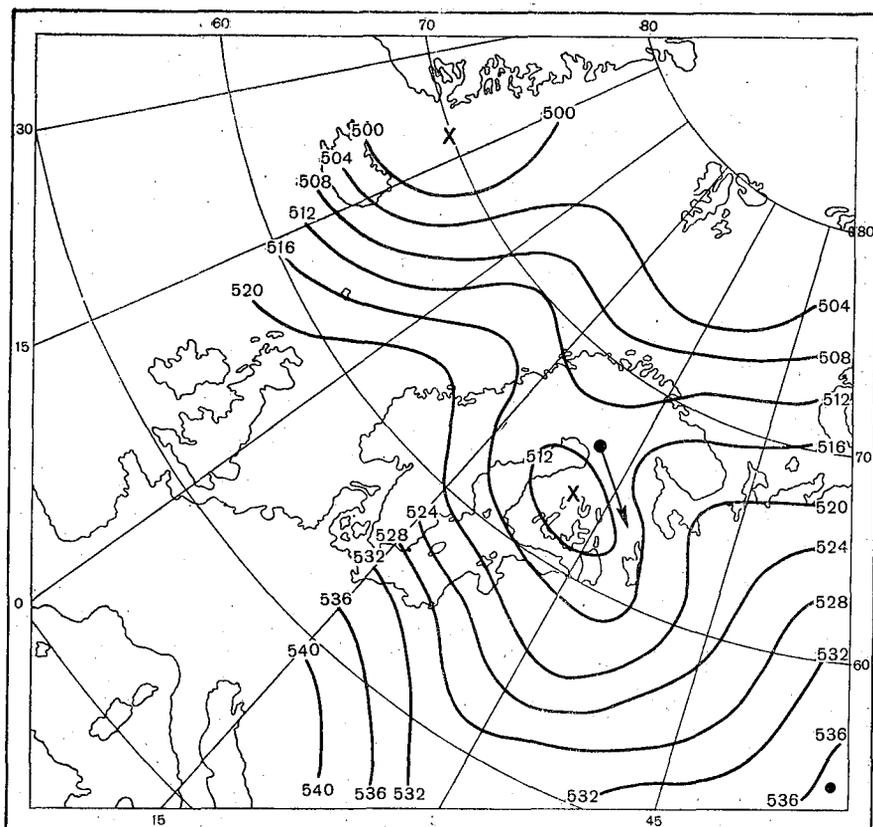


Рис. 2. Карта ОТ $_{1000}^{500}$. 06 час. 24/X 1948 г. Стрелкой указано направление перемещения циклона при его заполнении.

Таблица 4

Связь перемещения циклонов с очагами тепла и холода при учете их стадии развития

Циклоны		Смещение циклонов					Стационарные циклоны	Сумма
		к вершине языка тепла	к центру языка тепла	к основанию языка тепла	к очагу холода	по периферии языков тепла и холода		
Углубляющиеся	Число случаев	63	18	4	—	—	1	86
	Проценты . .	73	21	5	0	0	1	100
Без изменения давления	Число случаев	24	16	3	6	2	4	55
	Проценты . .	44	29	5	11	4	7	100
Заполняющиеся	Число случаев	12	14	2	10	5	1	44
	Проценты . .	27	32	5	23	11	2	100

Данная таблица не дает полного подтверждения идеальной схемы, приведенной в работе [5]. Справедливо лишь общее указание о смещении углубляющихся циклонов под язык тепла. Что касается указаний работы [5] о смещениях заполняющихся циклонов к языку холода, то оно оправдывается по отношению к наводненческим циклонам лишь

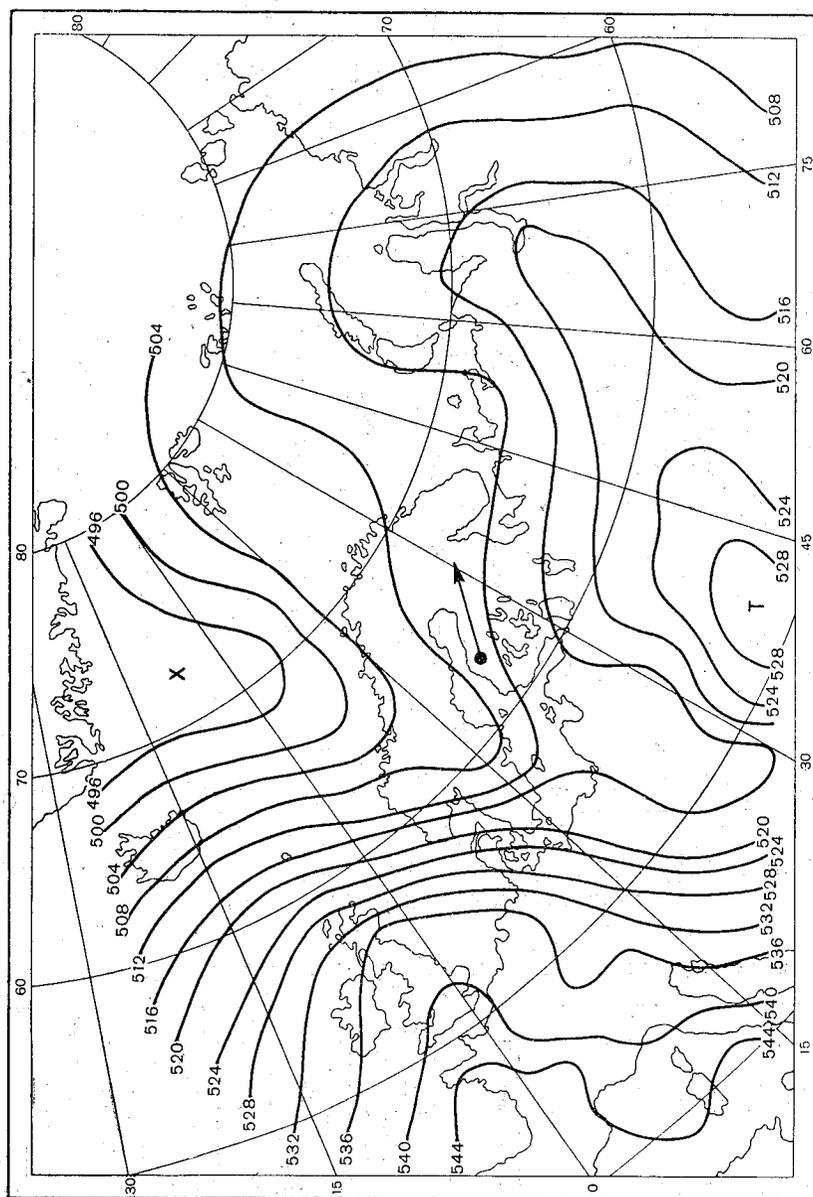


Рис. 3. Карта 01⁵⁰⁰ 1000. 06 час. 7/XII 1949 г. Стрелкой указано направление перемещения циклона.

на 36%. Более 60% заполняющихся циклонов смещается также под язык тепла. Существенное расхождение в направлении перемещения циклонов на разных стадиях их развития заметно в перемещении их относительно вершины языка тепла. Как видно из табл. 4, углубляющиеся циклоны в 73% случаев смещаются к вершине языка тепла, циклоны, мало изменяющиеся по глубине, в 44% случаев смещаются к вершине языка тепла, а циклоны заполняющиеся — лишь в 27% случаев.

Как уже указывалось выше, особенностью наводненческих циклонов является их интенсивное углубление в первой половине интервала до максимального подъема уровня воды в р. Неве и заполнение циклона к концу интервала. В связи с этой особенностью и смещение наводненческих циклонов в первой половине интервала происходит в сторону вершины языка тепла, а к концу периода смещение циклона наблюдается или в сторону языка холода, или к центру языка тепла, или даже к вершине языка тепла. Примером первого рода может служить период с 06 час. 22 октября 1948 г. до 18 час. 24 октября 1948 г. Для иллюстрации приводятся две карты ОТ⁵⁰⁰₁₀₀₀ с расположением языков тепла и холода и помещенной на них траекторией смещения циклона. Примеры приведены для стадии интенсивности углубления циклона в первой половине интервала и для стадии его заполнения к концу интервала (рис. 1 и 2).

Примером смещения заполняющегося циклона под вершину языка тепла может служить случай 7 декабря 1949 г. в 06 час.: за сутки циклон заполнился на 15 мб (см. рис. 3).

Данные настоящей работы и приведенные примеры показывают, что вряд ли можно говорить об универсальности известных закономерностей перемещения циклонов в связи с высотной барикой. Они верны лишь в первом приближении. Более детальное рассмотрение отдельных групп циклонов вносит некоторые поправки в указанные закономерности. В частности, своей спецификой обладает и рассмотренная нами западная группа наводненческих циклонов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. I, ЦИП. Гидрометеиздат, 1955.
2. Антонов В. С., Баранов Н. П., Маховер З. М. Некоторые результаты применения положений К. И. Кашина и М. В. Гриценко к вопросу выхода Каспийских циклонов. Метеорол. и гидрол., № 6, 1955.
3. Бушук В. И. Прогноз направления перемещения циклонов в зависимости от структуры термобарического поля. Метеорол. и гидрол., № 1, 1953.
4. Воробьева Е. В. К вопросу о перемещении циклонов. Труды ГГО, вып. 65(127), 1956.
5. Кашин К. И., Гриценко М. В. К вопросу о перемещении циклонов и антициклонов. Метеорол. и гидрол., № 6, 1954.
6. Павловская А. А. Связь между направлением перемещения барических образований у земли с направлением потока над их центральной частью. Методические письма по службе погоды. ЦИП, № 20, Гидрометеиздат, 1954.

