

ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ «ЛЕДОВЫХ РЕК» (I) И СТРУКТУРА ПОТОКА

канд. геогр. наук В.Ю.БЕНЗЕМАН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, aaricoor@aari.nw.ru

На основе предложенных нами ранее гидрофизических факторов, влияющих на образование, существование и затухание «ледовых рек», рассматриваются сопутствующие обязательные ветровые и ледовые условия при наличии специфического вертикального расслоения вод как факторы, генерирующие это опасное природное явление.

Ключевые слова: гидрофизические факторы, «ледовые реки».

Ранее нами проводились исследования струйных потоков типа «ледовая река» [1]. Из истории арктических исследований известно, что в арктических морях часто образуются поверхностные локальные и временные потоки дрейфующего с большой скоростью льда. Это очень опасное явление, поскольку дрейфующий в таких ускоренных потоках лед сильно затрудняет движение судов и ледоколов в замерзающих морях, создавая иногда аварийные и даже катастрофические ситуации. Из приведенного ниже примера (табл. 1) видно, что даже умеренный ветер вызывает достаточно сильный дрейф льда.

Таблица 1

Результаты наблюдений «ледовой реки» с а/л «Л.Брежнев».
Пролив Карские Ворота 23–25 февраля 1981 г.

Дата, время	Дрейф, мили	«Ледовая река»		Ветер		Сжатие, баллы
		V, град	v, узлы	Направление	w, м/с	
23.02. 04 h	7,6	50	1,9	SW	12	2–3
08 h	9	35	2,1	W	8	1
12 h	13	40	3,2	SW	10	2–3
16 h	7,5	75	1,9	W	7	–
20 h	5,3	90	1,3	W	7	–
24.02.00 h	5,2	95	1,3	W	7	1–2
04 h	5,0	110	1,2	W	7	–
08 h	3,5	120	0,9	W	7	–
12 h	3,5	130	0,9	W	8	–
16 h	2,0	220	0,5	NW	12	–
20 h	3,0	170	0,8	NW	12	–
25.02. 00h	1,5	200	0,8	NW	12	–

Примечание: V – направление движения «ледовой реки», v – скорость движения «ледовой реки», w – скорость ветра.

Рассмотрим условия образования «ледовых рек».

1. Ледовые условия:

а) наличие дрейфующего льда, часто мелкобитого и тертого, различной сплоченности, который вовлекается в движение течением или ветром или их совместным однонаправленным действием за счет тангенциального напряжения на нижней и верхней поверхностях;

б) наличие достаточно протяженной границы припая или сплоченного малоподвижного ледяного массива, относительно которого течение и ветер могут вовлечь в локальное движение мелкобитый лед различной сплоченности;

в) «набивание» кромки припая при сжатиях, которая по существу становится многометровой стенкой для поверхностной толщи воды часто до слоя скачка плотности;

г) перестройка локальной ледовой обстановки под действием ветра в узкой зоне, когда при сжатии у границы припая или массива более старых мощных льдов происходят сильное дробление льдин и перегруппировка мелкобитого льда по размерам за счет различной парусности льдин;

д) увеличение параметра шероховатости с соответствующим увеличением ветрового коэффициента дрейфа льда за счет уменьшения размеров льдин, когда при дроблении льдин горизонтальные размеры их становятся соизмеримыми с вертикальными;

е) возникновение локальных дрейфоразделов при встречном движении потоков дрейфующих льдов, движение которых вызвано разными причинами, происходило в разное время и некоторые из них являются показателями («отпечатками») прошедших «ледовых рек»;

ж) образование полыней и прогалов в ледяных массивах.

Пункты а) и д) имеют большое значение для образования струйного потока, так как малые по размерам льдины быстрее вовлекаются в движение. Дробление льдин (раздробленность ρ) у границы припая или малоподвижного массива сплоченного льда зависит от угла вектора ветра и направления границы массива — W_w , силы ветра — $|w|$ и длительности ветра одного направления — t_w , а также толщины льда — δh , то есть

$$\rho = f(W_w, |w|, t_w, \delta h).$$

При большой раздробленности льда и при отсутствии конвергенции периодические сжатия приводят к перегруппировке льдин [1]. Результатом этого является образование узкой полосы мелкобитого и тертого льда вдоль границы припая или ледяного массива, которые служат «берегом» «ледовой реки», когда она возникнет. Вторым — противоположным — «берегом» является массив из обломков полей и крупнобитого льда, который при благоприятном (для образования явления) ветре и течении из-за своей достаточно большой инерционности относительно мелкобитого и тертого льда, ввиду их большей парусности, будет практически неподвижным. Чем более раздроблены льдины около кромки, тем более вероятно возникновение «ледовой реки» при соответствующем ветре и течении.

Если поток «ледовой реки» инициирован ветром («сверху»), то сплоченность льда в потоке должна быть максимальной. Если поток возник в основном по чисто гидрологическим причинам («снизу»), то сплоченность мелкобитого и тертого льда в потоке может быть любой, хотя при малой сплоченности льда это уже не «ледовая река», а просто струйное течение [1].

2. Гидрофизические факторы:

а) общая или локальная денивеляция урвенной поверхности $\partial\xi/\partial n$, созданная нагонным эффектом ветра, когда большие градиенты уровня моря способ-

ствуют образованию сильных градиентных течений и их ускорению при совпадении векторов внутренних и внешних сил;

б) наличие постоянных периодических – приливных и непериодических течений, ускорения которых под действием других факторов способствуют возникновению максимальных скоростей потоков струйного типа;

в) «прижатие» потоков к границе припая или ледового массива под действием силы Кориолиса;

г) наличие поверхностных распресненных слоев воды с большой статической устойчивостью, разделенных тонкой прослойкой с высокими градиентами плотности $\partial\sigma/\partial z$, – эффект «мертвой воды» (при движении верхнего слоя по нижнему);

д) быстрый прогрев льда при резком и значительном повышении температуры воздуха, в связи с чем происходит быстрое аномальное распреснение его и осолонение подледного слоя воды с образованием под ним тонкого слоя с высокими отрицательными градиентами плотности ($\partial\sigma/\partial z$) – неустойчивость инверсионного типа;

е) осолонение подледного слоя воды при зимнем торошении ($S, \%o \rightarrow max$).

По первым трем пунктам (а, б, в) необходимо отметить, что движение в потоке поддерживают касательное напряжение ветра w и сильно развитая бароклинность за счет большой денивилляции уровня $\partial\xi/\partial n$ на противоположных границах проливов, а также полыней и прогалин. Часто фоном «реки» является суммированное с постоянным сильным приливное течение, образующее поток струйного типа.

Последние три пункта (г, д, е) определяют толщину слоя «ледовой реки» Δh , а следовательно, скорость вовлечения слоя в движение и скорость потока, поэтому рассмотрим их подробнее. При этом указанные процессы (г, д, е), производящие эффект «чистого скольжения», создают слой смазки непосредственно на нижней границе льда, практически не вовлекая в движение воду.

Необходимо учесть, что энергия движения сплошного ледяного покрова расходуется на приведение в движение 30–40-метровой однородной по плотности толщи воды экмановского слоя (где происходит и обратный процесс – торможение водой движения ледяного покрова). Этот слой увлекается льдом благодаря силе трения между водой и льдом [1], и в последнем случае – при торошении (пункт е) – происходит сильное, хотя и временное (из-за неустойчивости стратификации), осолонение подледного слоя, а вследствие этого и переслоение воды инверсионного типа. При этом пространства между выступами льда на его нижней границе заполняются тертым льдом и более плотной (за счет сильного осолонения) водой σ , чем в нижележащем слое.

Ввиду низкой температуры вытекающего рассола, близкой к температуре его замерзания, он имеет структуру, близкую к структуре льда, который забивает все неровности нижней поверхности льда. Более жидкий рассол выполняет к тому же роль «смазки», имея гораздо большую плотность, чем нижележащий слой воды. Возможно, при быстром движении льда в потоке «ледовой реки» этот слой «смазки» за счет высокой скорости несущегося потока ледовой «каши» препятствует проникновению рассолов достаточно долго (продолжительность действия «ледовой реки») в нижележащие слои воды. Поэтому происходит как бы сглаживание очень изрезанного рельефа нижней поверхности льда и параметр шероховатости $e = h \rightarrow 0$, где h – средняя глубина неровностей льда на нижней границе. Тогда по критерию Никурадзе [3]: $Ni = hv/v$, где v – коэффициент молекулярной вязкости, v – динамическая скорость.

Если $Ni < 5,5$, нижнюю поверхность льда можно считать гидродинамически гладкой [3], что и определяет возникновение «эффекта чистого скольжения» –

резкого уменьшения трения на границе слоев. И в движение тогда вовлекается подледный слой не 30–40 м (экмановский слой в высоких широтах), который тормозит движение льда, а всего несколько метров, равный глубине рельефа нижней поверхности h движущегося в потоке льда. При этом течения с максимальными скоростями располагаются в тонком поверхностном слое Δh , а в переслоенном море – выше слоя скачка плотности [4]. В связи с этим энергия ветра уходит в основном только на движение льда (а не слоя воды большой толщины), скорость резко увеличивается и поток превращается в «ледовую реку», которая «несется» по нижележащему слою воды, как по «жидкому грунту».

Последнее обстоятельство, по-видимому, является определяющим при возникновении у ледовой границы экстремального струйного потока, который при наличии дрейфующего льда можно назвать «ледовой рекой».

Необходимо здесь отметить, что эффект чистого скольжения особенно сильно проявляется при большой сплоченности льда (мелкобитого и тертого) в струе [1].

Быстрый прогрев льда в холодное время года (пункт д), согласно мнению В.Д.Грищенко [2], возможен при следующих условиях:

- при торошении, обломки холодного льда попадают под воду;
- при любом нарушении сплошности ледяного покрова, когда теплая (относительно льда) морская вода прогревает лед в районе кромок образовавшихся трещин и каналов;
- при резком и значительном повышении температуры воздуха зимой, например при прохождении циклона, когда температура за несколько часов может повыситься на 15–20 °С и больше на фоне длительных сильных морозов.

Повышение температуры льда вызывает переход рассола во льду из кристаллического состояния в жидкую фазу, вытекание его из льда и образование воды очень большой плотности. Соленость ее может достигать 200 ‰ [2].

Поскольку название явления «ледовая река» является условным, то в терминах динамики моря его можно определить как экстремальный дрейф льда в пограничных струйных течениях часто в сильно переслоенном море, при котором создается эффект «чистого скольжения» в слое скачка плотности, и нагонного эффекта со сжатием у границы сплоченного льда или припая в открытых частях замерзающих морей, заливах и в проливах, ICE JET (I).

Указанный комплекс гидрометеорологических условий и их вариация в арктических морях бывают достаточно часто, поэтому общая вероятность возникновения «ледовых рек», особенно при хотя бы частичном сложении указанных гидрофизических факторов, достаточно велика.

По нашему мнению, это явление происходит часто и, самое главное, остается визуальная информация о нем в ледяном покрове, как «застывшая метка» прошедших «ледовых рек». То есть дрейфоразделы – это гряды мелкобитого и тертого льда, часто наблюдаемые с борта самолета или судна, вдоль прибрежных границ припая или непосредственно по краям крупных сплоченных ледовых образований – визуально очень похожи на внешние границы «ледовой реки» (рис. 1). Может быть, не всегда это явление происходило в данном районе, но ледовый материал был подготовлен для образования явления «ледовой реки» (I) в течение достаточно длительного времени. Однако более вероятно, что процесс этот происходил с наступлением действия одного из гидрофизических факторов указанного списка.

Очевидцы указывают на большой диапазон пространственных масштабов: по ширине от нескольких десятков метров до нескольких километров и по времени – от нескольких часов до нескольких суток, что видно из пространственной классификации.

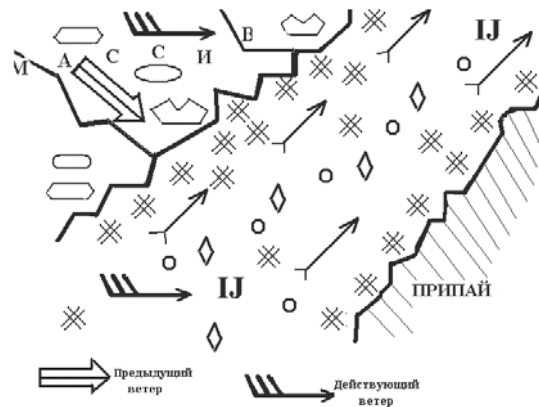


Рис. 1. Общая схема ледовой обстановки в зоне действия «ледовой реки»

Анализ материалов наблюдений показывает, что время действия – продолжительность существования «ледовой реки» – обычно прямо пропорционально пространственным масштабам ее и обратно пропорционально скоростям потока. Масштабы горизонтальных вихрей зависят от размеров неоднородностей: внутренних волн на фрикционной границе слоя скачка плотности, размеров изломов границ массивов или припая, распределения льдин по размерам. Общая схема ледовой обстановки и ветровых условий в зоне действия «ледовой реки» представлена на рис. 1, а вертикальная структура потока (IJ) – на рис. 2 (1, 2) по пунктам гидрофизических условий (г, д, е) [1].

Рассмотрим теперь вертикальную структуру «ледовой реки» – как бы вертикальный разрез ее вдоль оси движения при одной силе и направлении ветра W_r для двух вариантов (1 и 2) распределения солености и плотности воды и толщин слоев смазки Δh .

Распределение плотности воды σ в левой части (1) рис. 2. по гидрофизическим факторам соответствует пункту г), и процесс этот происходит в летне-осенний период. Процессы, связанные с резкими перепадами температуры воздуха и зимним торшением, отражены в правой части рис. 2 (2) и соответствуют гидрофизическим условиям максимума и минимума солености в подледном слое согласно пунктам д) и е). И происходит все это в осенне-зимний период. Наиболь-

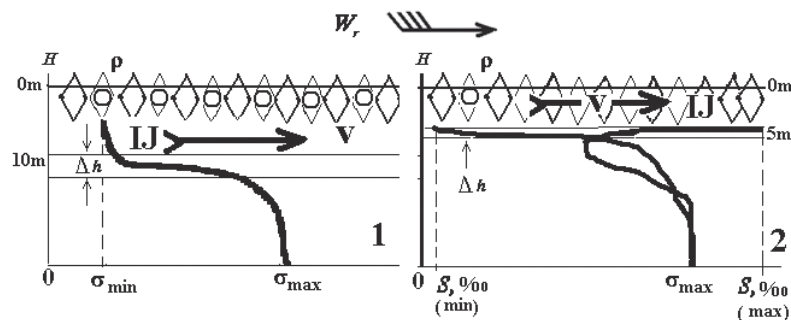


Рис. 2. Схема различных вариантов (1) и (2) условий возникновения «ледовой реки» (IJ) согласно пунктам (г, д, е) списка гидрофизических факторов

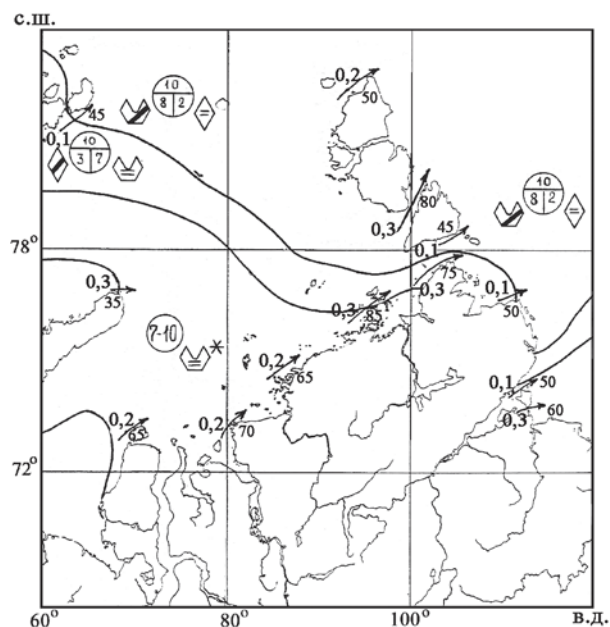


Рис. 3. Карта вероятностей (0–1) образования «ледовых рек» в осеннее время в Карском море при сильном юго-западном ветре

шее количество возникающих «ледовых рек» как раз и приходится на этот осенне-зимний-весенний период (пункты г, д, е). Остальные случаи возникновения «ледовой реки» (II) (пункты а, б, в) могут происходить в любое время года при соответствующих гидрометеорологических условиях.

Главное, что необходимо подчеркнуть: чем тоньше слой смазки Δh , тем выше скорость «ледовой реки» (II) при прочих равных условиях в любые сезоны, то есть существует обратная пропорциональная зависимость $v \sim 1/\Delta h$.

В качестве примера приведем из [4] (по статистике) одну из многих карт вероятностей образования «ледовых рек» при определенных синоптических условиях.

Двузначные цифры (35–80) обозначают вероятности (в процентах) возникновения (II) в локальных районах. В этих регионах вероятность образования «ледовых рек» резко повышается в связи резким увеличением числа и/или обострением действующих «рекообразующих» факторов.

По многочисленным свидетельствам капитанов обычных и атомных ледоколов, участвовавших в последние годы (1991–2006 гг.) в проводках транспортных судов в западном секторе Арктики, «ледовые реки» очень сильно и часто затрудняют операции по проводке судов. Особенно в районах проливов Югорский Шар, Карские Ворота, при подходе к острову Диксон (особенно с юга), в проливах архипелага Норденшельда и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бензман В.Ю. Пространственно-временная изменчивость гидрофизических полей океана. СПб.: ААНИИ, 2004. 278 с.
2. Грищенко В.Д. Некоторые особенности опреснения морских льдов зимой // Тр. ААНИИ. 1988. Т. 401. С. 55–64.

3. Доронин Ю.Н, Крейман К.Д. Некоторые характеристики слоя трения в море у шероховатых поверхностей // Тр. ААНИИ. 1974. Т. 316. С. 171–174.
4. Мурзин А.И., Воеводин В.А., Панов В.В., Бензема В.Ю. Атлас «Пособие по учету влияния опасных ледовых явлений на безопасность судоходства в Арктике». Л.: ААНИИ, 1989. 92 с.

V.YU.BENZEMAN

HYDRO-PHYSICAL PARAMETERS OF THE «ICE JET» (IJ) AND ITS STRUCTURE

Based on the earlier suggested hydro-physical factors, influencing the «ice jet» formation, their existence and attenuation, this paper discusses the concomitant obligatory wind and ice conditions in the presence of specific vertical water stratification as factors generating this dangerous natural phenomenon.

Keywords: hydro-physical parameters of the «ice jet»