

# 北極海のカタストロフ的な変化

島田 浩二(東京海洋大学)、鴨志田 隆 (システムインテック)  
猪上淳、伊東素代 (海洋研究開発機構)、溝端浩平 (東京海洋大学)  
堀雅裕 (宇宙航空研究開発機構)

2007年夏、北極海の海氷は、これまでの最小値(2005年)を約20%も下回るほど激減した。海氷減少は融けることが主因であると考えられがちだが、出来にくいこと、北極海から大西洋に出てゆく量の増加など、海氷収支の変化として捉えることが重要である。海氷減少に代表される北極海のカタストロフ的な変化はもはや北極海に留まる問題ではない。北半球スケールでの大気、海洋、海氷、陸域結合変化として科学的に興味深い研究対象であり、かつ早急に理解を進めるべき複合研究領域研究分野であることを紹介したい。

## 1. はじめに

北極は海に覆われた極であり、一方、南極は大陸上の極である。北極海の海氷は、海が凍ってできたものであり、存在する場所であってもその厚さは2-3m程度である。一方、南極大陸の氷床は雪が積み重なって形成されたものでありその厚さは平均で約2000m程度もある。厚さの違いはおおよそ1000倍もあり、質的にまったく異なる氷である。氷床には数10万年の歴史が宿っているが、北極海の海氷は平均して僅か数年の寿命しかない。南極の氷が「石炭」であるとするならば、北極海に浮かぶ海氷は「シャボン玉」のごとく脆く儚い存在なのである。南極氷床の厚さが数m減少したとしても、質的な変化は起こらない。しかし、北極海氷が数m減少すれば、海面が露出し、白から黒への質的な変化、アルベドのデジタル的变化が起こる。その儚い海氷は近年、加速度的に激減している。海氷の産みの親は海であり、また海氷は

海と大気の狭間に存在するものであるため、海の状態変化がどのように海氷変化に作用しているのか理解する必要がある。

## 2. 太平洋側北極海の温暖化と海氷激減

近年の海氷減少は空間的に一様ではなく、太平洋側北極海で顕著である(Shimada et al., 2006)(図1)。そこでは、時間的にも一定の割合で減少しているのではなく、1997-1998年にかけて不連続的に減少している(図2a)。同時期に、北極振動指数など大気場には不連続的な変化は見られなかった(図2b)。海氷減少の不連続的な変化と同期して変化していたものは、表層混合層直下を占める太平洋夏季水層の水温上昇である(図2c)。同海域に海流によって供給された熱のうち、どれだけが海氷生成遅延に寄与し、どれだけが海洋に蓄えられたのかを知ることが重要である。ノースウインド海嶺付近で通年観測を実施できた機会が1度だけある。1997-1998年のSHEBA(北極海表面熱収支)プロジェクトであり、本観測に参加したのが、日本の北極研究が多年氷域での観測に本格的に乗り出したきっかけであった。1997年にベーリング海峡を通過した太平洋夏季水は、翌年1998年1-2月にノースウインド海嶺に達したことが係留系観測により分かった。水温最大時期に砕氷船メインプラットフォームとしていたSHEBAキャンプがノースウインド海嶺に到達し、水温最大期の海洋構造を捉えることができた。直後の夏に、同海域での海洋構造を観測した結果、冬季から夏季にかけての期間に約140MJ/m<sup>2</sup>の熱が失われてい

たことが分かった。この熱量は 50cm 弱の海水生成を抑制する熱量に相当する。図 2 c の実線で示す水温上昇は夏季における上昇分を表していると言え、暖められた海洋の記憶は即座には消えないことが分かる。平均で僅か 1 度の昇温であるが、海水の比熱を考慮すれば、海洋に残留した熱量は直上の大気が 10 度上昇するのと等価である。それでは、何故、このような海洋表層の温度上昇が起こったのであろうか？ 北極海に流入する太平洋夏季水の水温自体が上昇したからであると考えがちであるが、海水激減が起こった、1990 年代後半、太平洋夏季水が北極海に流入するベーリング海峡付近では低温化トレンドにあったのである（図 2d）。上流の水温は低下しているのに、下流の北極海内部での水温は上昇している。一見、ミステリーに思えるが、下流の水温上昇を決めるのは単に上流の水温上昇だけではない。鍵は、北極海内部に送り込まれる流量が増加したことにある。表層循環の流量を決めるのは、海面応力の強さである。北極海洋は風により直接的に駆動されるのではなく、海水運動を介して駆動される。それでは、海水運動の急激な変化は、水温上昇、海水面積の急激な変化と同期して起こっていたのであろうか？ 答えは YES で、約 2 倍の海水運動強化が急に起こっていたのである（図 2 e）。海水を駆動しているのは風である。風が約 2 倍強くなっていたのであろうか？ 答えは NO で、約 2 倍の海水運動の強化をもたらすほどの風の変化は起こっていなかったのである。それでは、何故、約 2 倍も海水運動が強くなったのであろうか？ 太平洋夏季水がアラスカ・バロー沖の北極海盆南端に到達するのは 10 月～11 月である。その温暖な水がノースウインド海嶺、そして海盆地に運ばれる時期は到達直後の 11 月から 1 月にかけての初冬である。1996 年以前の初冬には、北米大陸沿岸北極海では、沿岸まで海水が張り詰めている状態が通常であった。沿岸まで海水が張り詰めていれば、海水は沿岸からの摩擦力を受けるため、風が強く吹いたとして

も容易に動くことは出来ない。内部応力に耐え切れず、クラック（リード）が入り、ずれながら少しずつ動いていたのである。しかし、1997 年暮れには、ポーフォート高気圧の発達する初冬になっても沿岸付近まで氷が張り詰めなかった。そのため、海水は沿岸からの摩擦を受けにくくなり、海水は比較的自由に動けるようになり、効率よく海洋に運動量伝達が為されたのである。ほんの僅かな沿岸付近での海水減少が海盆スケールの海水運動強化に作用したことが肝要である。序々に縮小していた海水減少がある臨界ポイントを越え、一種のカタストロフィーが起こったと言えるのかもしれない。水の三相が混在する北極海ならではのデジタル的な変化であろう。

一旦、大きく海水が沖まで後退してしまえば、初冬には沿岸まで海水で覆われる時期が遅れるため、翌年も、海水が沿岸からの摩擦を受けにくい状態に陥る。つまり、元に戻る事が難しく、持続的に表層海洋の温暖化が進行し、海水減少に歯止めが掛からないという、正のフィードバック・ループに入ってしまったことが示唆される（図 3）。

### 3. 2007 年夏季の海水激減

1990 年代後半に、正のフィードバック・ループに入ったのであるのならば、その後、太平洋側北極海は持続的に温まってきたのであろうか？ カナダ海盆をカバーする持続的観測網が構築された 2002 年以降について、太平洋夏季水が北向きに輸送されるカナダ海盆西部海域での貯熱量（8-9 月）の変化を図 4 に示す。貯熱量は、表層混合層（0-20 m）と太平洋夏季水層（20-100m）に分けて描いている。太平洋夏季水層（20-100m）の貯熱量は急激に増大しており、2002 年から 2006 年までの 4 年間の増分は約 140MJ/m<sup>2</sup>にも達している。どれだけの熱が海面にリリースされていたのかを定量的に確かめるべき直接観測データはないが、1990 年代後半以降の海流による（移流による）持続的な海洋温暖化の影響が無視できないことは間

違う。だとすれば、冬季の結氷と夏季の融解の不均衡が起こっているはずである。この不均衡は持続的な海氷厚の減少をもたらすはずである。海氷厚の時空間変化は直接的に観測されていないが、年間を通じて見た場合、海氷厚が減少しているのであれば、海氷の平均年齢は減少するはずであり、その割合の減少が海氷厚減少のプロキシとなる。北極海海氷が大西洋に放出される海域では、多年氷の減少は放出量と関係しているが、海氷が再循環する海域では、放出メカニズムによってではなく、成長と融解のアンバランスが効いているはずである。海氷再循環域であるカナダ海盆での多年氷の割合の発展を調べると、温暖な太平洋水が流入してくる循環系の南西端からカナダ多島海に向かって時計回りに減じている。2007年には、多年氷割合の小さな領域（≡厚さを減じた氷）が、カナダ多島海沿岸付近にまで達していた。十分に厚い氷であれば、沿岸に衝突しても、崩壊することはない。しかし、薄くなった氷は、その物性強度も低下するため、ボロボロに崩壊し得る。2007年のカナダ多島海沿岸域では、このような海氷の物性的変化に起因する変化が起こっていたのであろうか？ 図5にカナダ多島海近く（75-80N）の海氷密接度（6月）の時系列を示す。2006年までは、95%程度の割合が氷で覆われていた海域であったが、2007年には80%を切るレベルにまで一気に低下した。6月9日のMODIS画像では、ボロボロに崩壊した氷盤の様子が捉えられていた（図6）。頑強な海氷に覆われていたカナダ多島海近傍の氷の崩壊により、海盆スケールでの海氷運動に対する境界条件がさらにフリー・スリップ的になり、海氷・海洋ともに運動が増大したのであろう。

そこで、前年、2006年10月1日から2007年6月1日までの期間の海氷変形（運動）を調べると（図7a）、1997年秋以降で、最大であり、2005年と比べても2倍近くの回転運動が起こったので

ある（図7b）。2005年と2007年を比べると、海氷を駆動する大気場には、顕著な差異は認められない（図8）。従って、1990年代後半に起こった海氷運動の強化のメカニズムと同様に沿岸付近の海氷状態（境界条件）の変化により激変が起こったと考えるのが妥当である。

海氷回転運動の著しい増大に伴い、高気圧性海氷循環の西側では、前年秋以降に形成された一年氷は、北緯80度を越えて極点方向に運ばれた。一年氷が北に向かって広がってゆく途中の海域は、暖かい太平洋夏季水が最初に海盆域に流入する海域に一致しており、一年氷は冬季の間に十分成長できず薄く脆い状態で夏を迎えたものと思われる。そのことが、一年氷の早期消滅に拍車をかけた要因の一つであろう。

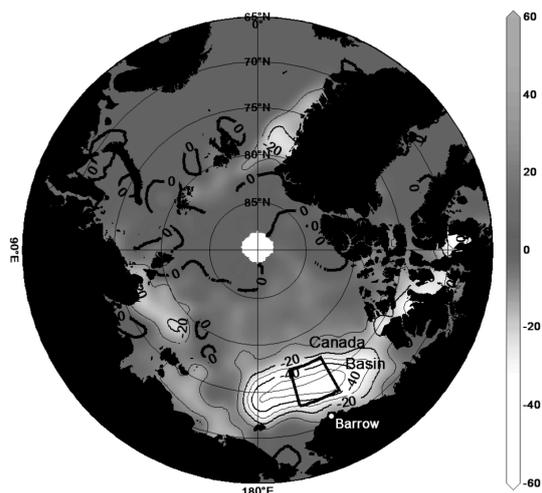
東半球と西半球との間の陸域雪氷の非対称性に加え、太平洋側及び東シベリア側からの著しい海氷消滅は、北半球高緯度の広域に及ぶ表面状態の非対称性を加速した。太平洋側北極海では、南風の場になり、融解が促進され、かつ、海氷は極点方向に押しやられた。一方、大西洋側北極海では、バレンツ海・グリーンランドを極とするダイポール・パターンによりフラム海峡の北にある海氷が大西洋に運び出される場になっていた。このような、ダイポール・パターンと海氷流出量の関係や海氷面積との間に有意な関係が見出されている（Watanabe et al., 2006; Inoue and Kikuchi, 2007）。ダイポール・パターンが何故形成されるのかという本質的な問題が残っている。2007年の海氷後退期から初冬にかけての気圧場は、地球表面状態と呼応したものになっており（例えば、図9）、東西半球での非対称表面状態が太平洋側から大西洋側へ向かう偏差風をもたらす2つのダイポール構造と関係しているように見える。今、北極圏及び北半球高緯度域では海洋、海氷が動的に変化するに留まらず、大気、海洋、海氷、陸域の変化すべてが海氷を減少させ、それに伴う気候変化を加速させているのであろう。そのメカニズムを知る

ために、今こそ、分野を横断した複合領域研究の推進が求められる。熱帯域で花開いた大気海洋結合システムとは異なったものであろうが、北極域には未知なる結合システムが宿っている。その理解は、科学的興味に加えて、将来の気候変化予測の不確定性を減じる上で、不可欠なものになるであろう。

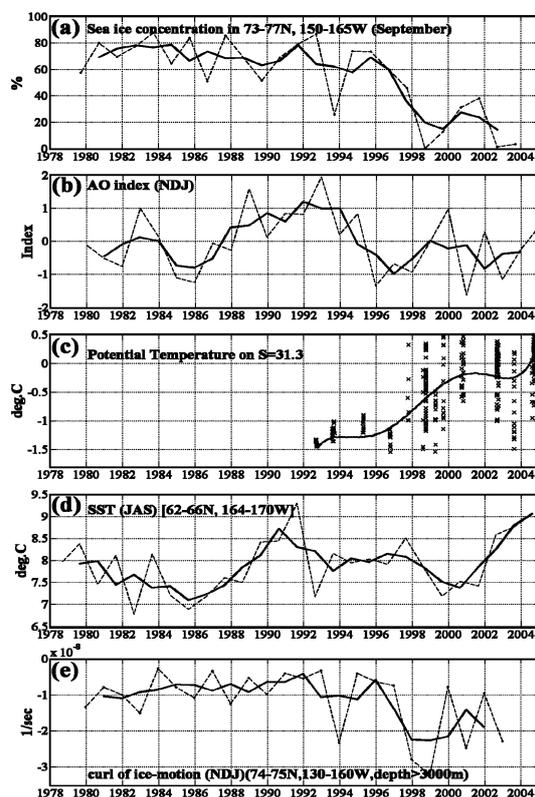
#### 4. 最後に

##### (2008年夏季に向けてのプレコンディション)

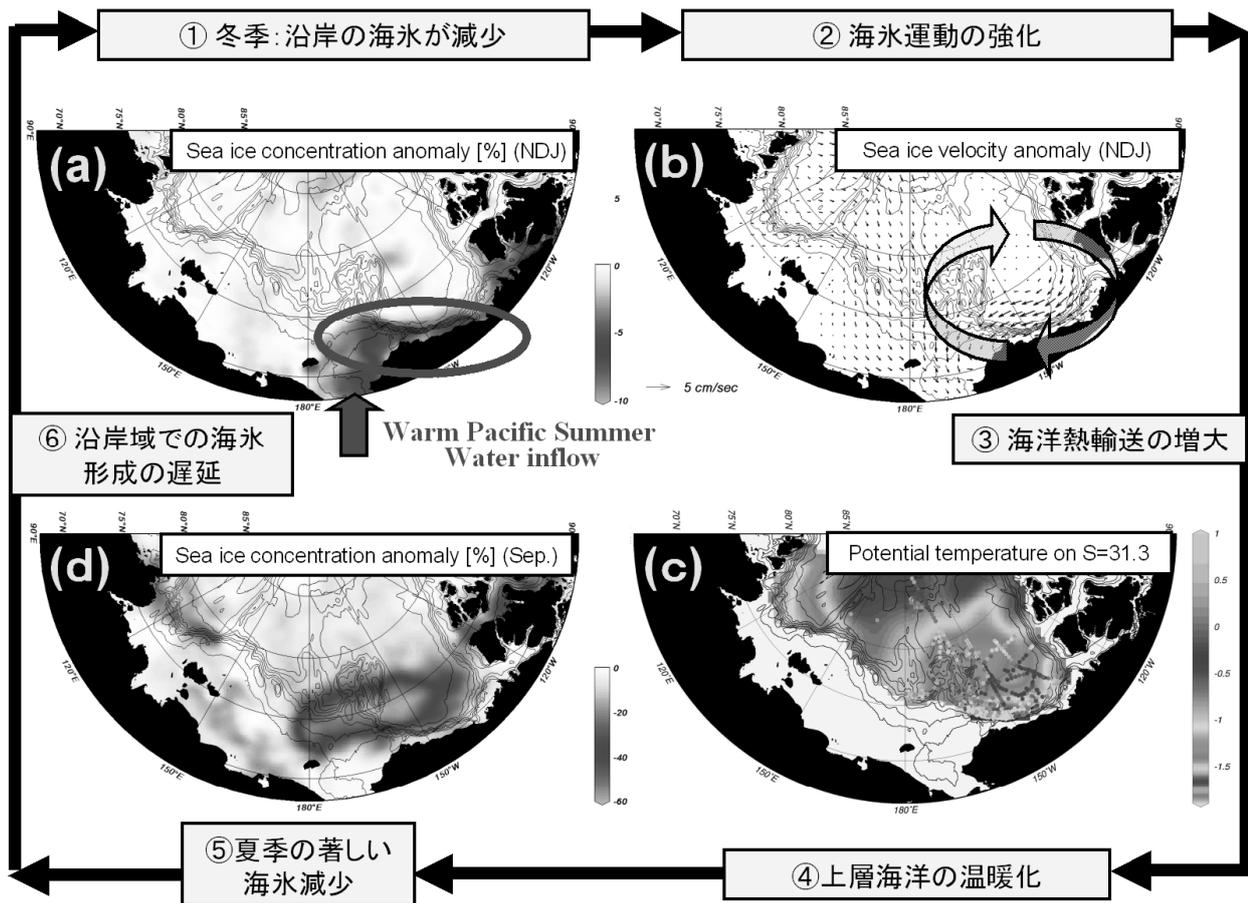
海水・海洋ともに動的な北極海に変貌すること、空間的に非対称な海水減少の進行することが、さらなる海水激減をもたらすことが分かってきた。さて、2007年海水激減により北極海は更に動的なものになっているのだろうか？2008年の海水減少を決める、冬季のプレコンディションはどうなっているのだろうか？2007年は12月に入っても、北極海アラスカ沿岸、チャクチ海は結氷していなかった。海水は、これまでよりもさらに、沿岸からの摩擦を受けにくい状態にあった。そして、2007年10月～12月までの僅か3ヶ月間で、2006年10月～2007年5月までの8ヶ月間の海水変形を遥かに超越した変形が起こっていることが分かった(図10)。また、2007年夏季のベーリング海峡からの海洋熱フラックスは過去最大を記録している(Mizobata et al., 2008)。その温暖な水は既にカナダ海盆地に到達しているはずである。海洋側では、持続的に海水が減少すべき条件が整っている。陸域、大気場との結合システムがどのように発展してゆくのか、国際極年の最終年度2008年は目が離せない年になるであろう。



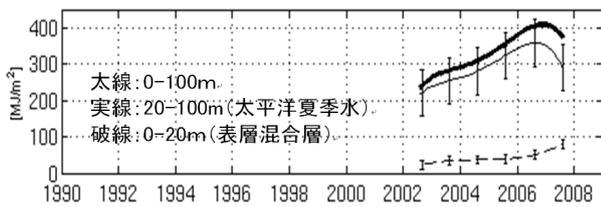
【図1】9月の海水密度偏差（[1998～2003年]－[1979～1997年]）



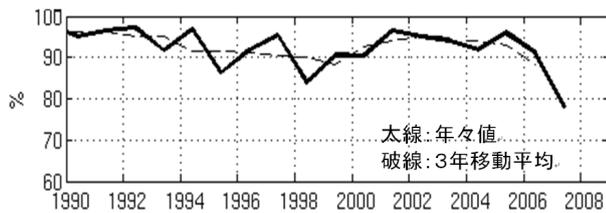
【図2】(a)9月の海氷密度(図1のBOX 海域：73-77°N, 150-165°W), (b)北極振動指数(11-1月), (c)S=31.3上のポテンシャル水温(73-77°N, 150-165°W), (d)ベーリング海北東海域(62-66°N, 164-170°W)のSST, (e)海氷運動のcurl(74-75°N, 130-160°W)；(a), (b), (d), (e)の実線は3年移動平均値、破線は年々値、(c)の実線は5次の多項式近似曲線。



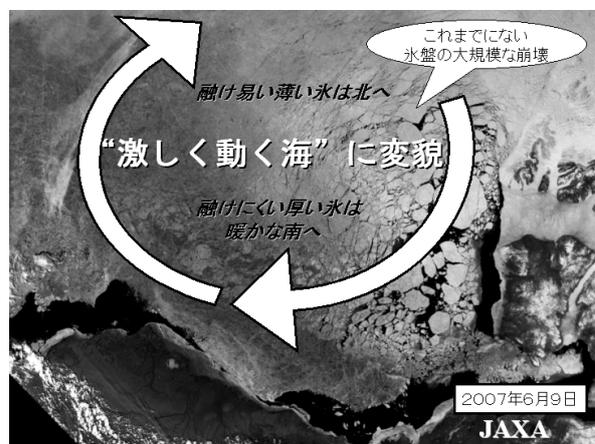
【図3】海氷減少のフィードバック



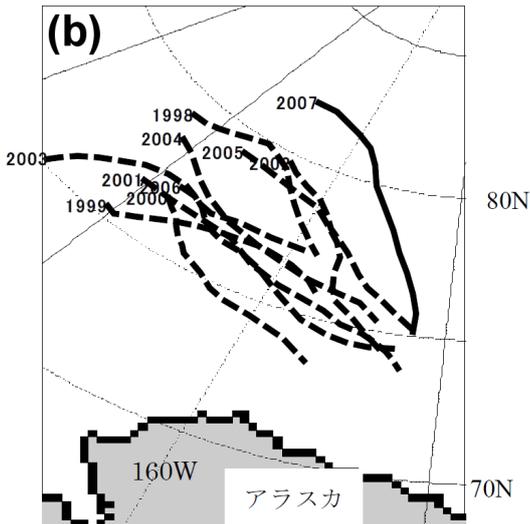
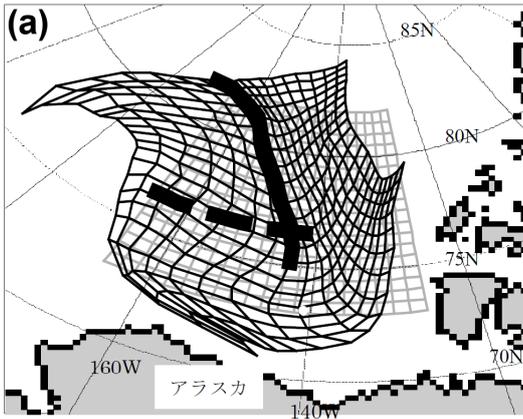
【図4】カナダ海盆西部 (74-76N、150-160W) の貯熱量変化 (8-9月データ)。



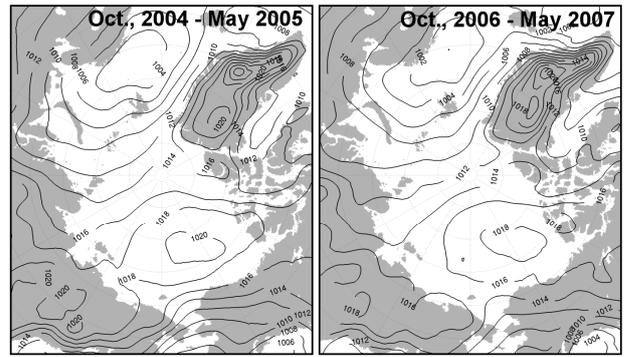
【図5】カナダ海盆東部 (カナダ多島海近傍: 75-80N、2000-3000m) の海氷密度変化 (6月)。



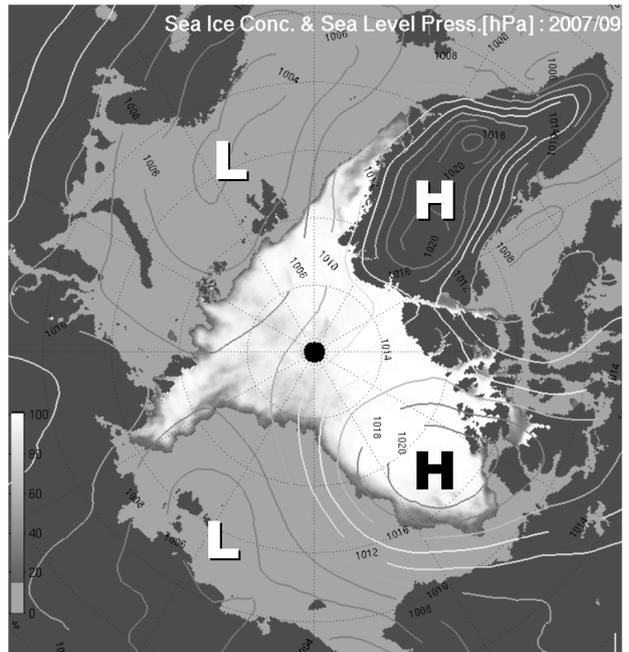
【図6】カナダ海盆東部海域 (カナダ多島海近傍) での氷盤の崩壊と、海氷運動の強化 (MODIS画像)。



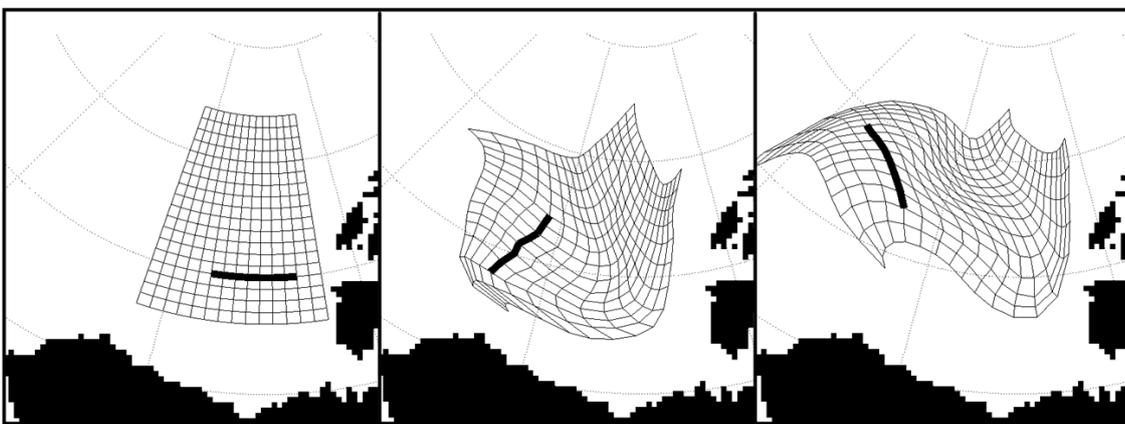
【図7】(a) 海氷運動による海氷の変形 (2006年10月1日 (灰色格子) から2007年6月1日までの変形 (黒色格子)). (b) 前年10月1日に76.5°N 線 ((a)の破線) にあった海氷の翌年6月1日での移動位置。表示年は6月1日の年に対応。



【図8】左 : 2004年10月～2005年5月の平均海面気圧。右 : 2006年10月～2007年5月の平均海面気圧。



【図9】2007年9月の月平均海氷濃度分布と海面気圧。



【図10】左 : 変形前の状態 (10月1日)、中 : 2006年10月～2007年5月 (8ヶ月間) の海氷変形 右 : 2007年10月～2007年12月 (3ヶ月間) の海氷変形