

過去 300 万年間の東アジア気候と日本海化学物質循環の変遷

入野 智久

日本海は約 1500 万年前にアジア大陸東縁部に形成されましたが、以来、その海底には延々と泥が堆積してきました。この長い間の東アジア地域の気候変動とそれに伴う日本海海洋環境の変動は、日本海の中の化学物質循環を変化させ、その変化が泥の堆積物に記録されて残っています。

日本海堆積物の特徴

日本海はアジア大陸東縁を縁取って、東-南東をサハリンおよび北海道から九州にいたる日本列島、西-北西を沿海州から朝鮮半島に囲まれた縁海です。日本海は、南から順に対馬海峡・津軽海峡・宗谷海峡・間宮海峡によって外洋とつながっており、現在は対馬海峡からの対馬暖流が流入する唯一の外洋水です。対馬暖流はその多くが津軽海峡から太平洋に流出し、残りは北上して宗谷海峡からオホーツク海に流出します。北部の日本海表層水は、反時計周りの寒流であるリマン海流によって占められます (Hase et al., 1999)。

日本海を取り囲む陸地の集水域面積は、日本列島側と沿海州側でほぼ同じですが、日本列島では梅雨・秋雨・台風による降水量が多いため、陸域から日本海に運ばれる砂や泥 (堆積物) の供給量は日本列島側からの方が多くなります。さらに日本列島日本海側では、冬の季節風が対馬暖流から大量の水蒸気をもたらすために多雪となり、集水域の植生に影響を与えるとともに、雪解け時の堆積物供給も無視できません。また大陸から偏西風によってもたらされる黄砂の運搬経路にあたるため、冬から春にかけては風成塵の堆積が顕著となります (Irinó and Tada., 2000; 2002)。

冬季には、季節風によって海水が深くまでかき混ぜられたり、表層水が強く冷却されることで海水ができる過程で高塩分の海水が形成されるため、日本海の中深層には表層の海水が沈み込みます。表層の海水は、大気と触れていたために酸素に富んでいますから、そのような水が中深層に沈み込んだ場合、日本海の深いところの水も極めて酸素に富んでおり、それは日本海固有水と呼ばれています (Gamo et al., 2014)。こうして日本海の中深層は極めて酸化的な環境となっているため、現在の海底面にたまっている泥は、さび色の酸化鉄が沈殿して茶色く見えるところが広がっています。

日本海の生物生産は、夏季に最盛期を迎えますが、これは夏モンスーン降水がもたらす揚子江からの河川流出が東シナ海を通してもたらす栄養塩によって支えられています。そして、対馬暖流と東シナ海沿岸水、リマン海流、中深層水など生息海域により棲み分ける珪藻・ココリス・放散虫・有孔虫などの遺骸とともに、これらの生物が生産した有機物が海底に堆積し、堆積物直上の水塊の性質に応じた微生物化石群集が堆積物には含まれます。また、陸域から日本海底に花粉も運搬されるため、堆積物からは花粉も検出されます (Gallagher et al., 2015)。

以上のように日本海の海底では、夏季の生物生産やモンスーン降水、冬季の降雪や中深層水

への酸素供給、偏西風による黄砂現象などに応じた粒子が堆積しており、その組成や集積速度が過去の気候・海洋変動ともなって変化していると考えられます。実際、日本海の深海底堆積物は、珪藻や放散虫(及び時にココリスや有孔虫)といった微化石を含む泥からなっており、また、多くの地点で頻繁に火山灰が挟まっているのが観察されます (Ikehara, 2015)。

日本海堆積物の明暗互層

海底の堆積物を採取する場合、パイプを海底に突き刺して、パイプの中に入って来た堆積物を回収します。このパイプ状の堆積物をコアと呼び、コアを鉛直方向に切断してその断面を観察したり、必要な箇所から分析用の試料を採取します。日本海においても、1970年代から堆積物コアを採取する研究航海が行われてきましたが、2013年の統合深海掘削計画(IODP)・第346次航海(Expedition 346)において、北は北海道沖から南は山陰沖にいたる様々な水深(330 - 3429 m)の7地点から、数百 m の長さにおよぶ連続する堆積物コアが得られました(図1)。

日本海堆積物の見た目は、数 cm から数十 cm スケールの明暗の繰り返しで特徴づけられます(図2)。この明暗互層のパターンと複数地点で同時に堆積した火山灰層の相互関係から、日本海の全域で明暗互層が同時期面として対比可能であることが知られています(Tada, 1994; Tada et al., 2018; Irino et al., 2018)。暗色層は、有機物含有量が高いか、還元的な環境で形成される鉄の硫化物である黄鉄鉱の量が多いことで特徴づけられ、底生生物によって海底がかき混ぜられていないため、堆積したときの構造である葉理が良く保存されている場合があります。そのため、過去のある時期には、日本海深層が貧酸素環境となっていたので、現在のような茶色の堆積物ではなく、黒色の堆積物が形成されたのだと考えられています。

暗色層のうち、2 万年、13 万年前、42 万年前などのものは、黄鉄鉱に富み、葉理が良く保存されていて比較的厚いのが特徴です。一方、それ以外の時代に見られる、比較的薄くて有機物に富む暗色層は、そこに含まれる珪藻が東シナ海沿岸水に特徴的であることや黄砂の量が減少することで特徴づけられます。さらに、これらの暗色層堆積のタイミングは、年代推定誤差の範囲で、グリーンランドの突然かつ急激な気温変動として知られる Dansgaard-Oeschger サイクルの温暖期に対応すると見られております(Tada et al., 1999)。

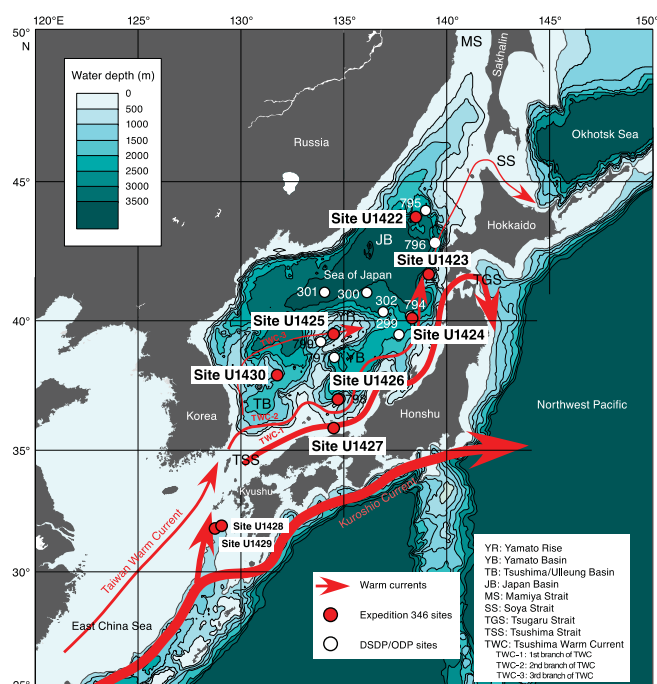


図1 日本海の地図および IODP Expedition 346 における掘削地点の位置。

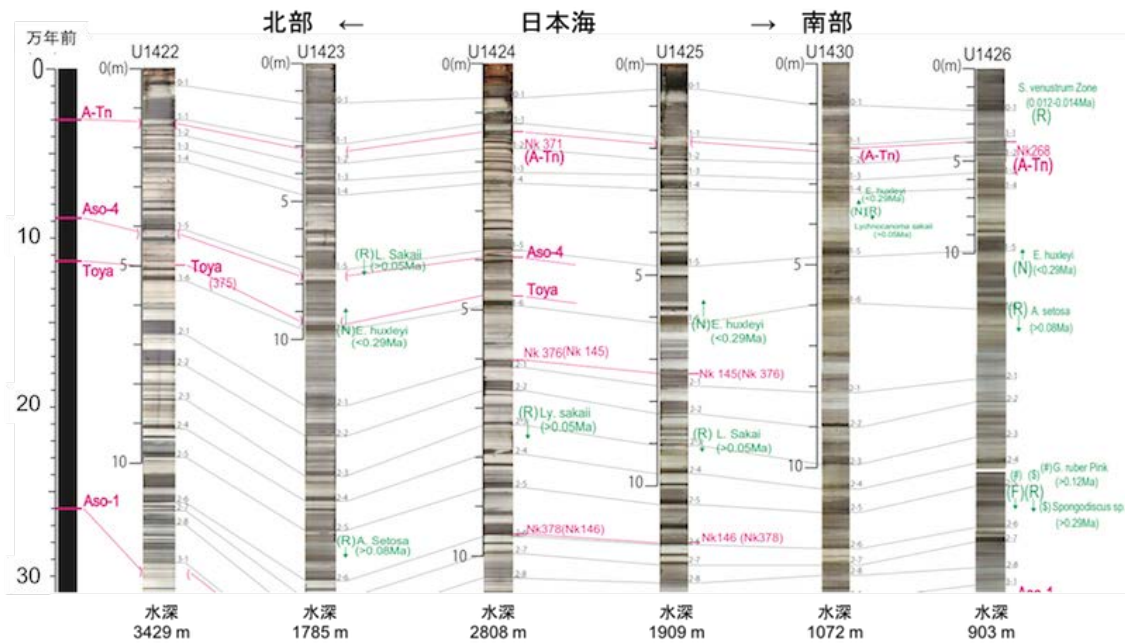


図2 IODP Expedition 346において日本海の様々な場所から得られた堆積物の断面。日本海全域で広く同じパターンで明暗が変化することが分かる。

Dansgaard-Oeschger サイクルに伴う日本海の明暗互層

日本海堆積物の広い範囲に渡って観察される頻繁な明暗互層について、Tada et al. (1999) は暗色層の堆積を、東アジア夏モンスーン降水が強化した時期に対応付けました。つまり、揚子江からの河川流出が増大したために、東シナ海沿岸水の栄養塩が増加したり、日本海表層水の塩分が低下したりしたことで、日本海に流入する対馬暖流域での生物生産が増加して有機物に富む暗色層を堆積させ、さらに表層水の密度が小さくなったため中深層に沈み込みにくくなり、日本海の中深層を貧酸素化した、という解釈です。海底が貧酸素化すると、有機物が酸化分解されにくくなるため、ますます堆積物は有機物に富んで黒く見えるという訳です。これは、北半球規模の千年スケール気候変動である Dansgaard-Oeschger サイクルが、東アジアの夏季モンスーンの変動を通じて、日本海堆積物に記録されていることを意味します。この考え方は概ね妥当であると受け入れられてはいますが、日本海表層水の冷却による沈み込みと中深層への酸素供給は、寒冷な冬の季節風によって引き起こされることを考慮すると、冬季モンスーンの強度の変動も考慮する必要があるのではないのでしょうか。

そこで、池原・板木(2005)は、日本海堆積物に含まれる冬季の海水が運ぶ礫や砂(Ice rafted detritus: IRD)や、日本海固有水を好む放散虫の一種 *Cycladophora davisiana* の産出頻度の時代変化を整理しました。その結果、どちらも千年スケールの変動を示し、冬季モンスーンが強い時に、海水形成や中深層水形成が強化されて増加したものと考えられます。実際、IRD や *Cycladophora davisiana* 頻度の増加層準は、明色層にあたることが多く、冬季の表層水冷却によ

る沈み込みが中深層水への酸素供給に重要な役割を果たしたことは無視できません。一方、IRD や *Cycladophora davisiana* は暗色層で増加しているときもあることから、暗色層堆積のタイミングは、必ずしも冬季の表層水冷却による沈み込みが弱かった時代にあたるとは限らないという可能性があります。つまり、Dansgaard-Oeschger サイクルの起こる千年スケールでは、夏モンスーンと冬モンスーンの変動の微妙なバランスが、日本海海底での有機物の生産と酸化分解に影響して、堆積物中の有機物含有量すなわち暗色層の形成をコントロールしていたかもしれないのです。

結局のところ、日本海中深層水の溶存酸素濃度は、表層からの有機物の供給(生物生産)と鉛直混合による換気の程度とのバランスによって決まると考えられます。前者は東シナ海沿岸水の張り出しを通して夏モンスーンを、後者は日本海表層水の冷却の程度を通して冬モンスーンを反映するのでしょうか。したがって今後、日本海堆積物への有機物供給量とその酸化分解の程度を独立に評価することができれば、夏と冬のモンスーン強度を独立に評価できる可能性があるということになります。

参考文献

- Gallagher, S. J. et al. (2015) *Progress in Earth and Planetary Science* 2:17.
<https://doi.org/10.1186/s40645-015-0045-6>
- Gamo T. et al. (2014) *Monographs on Environment, Earth and Planets* 2(1):1–22.
<https://doi.org/10.5047/meep.2014.00201.0001>
- Hase H. et al. (1999) *Journal of Oceanography* 55(2):217–235.
<https://doi.org/10.1023/A:1007894030095>
- Ikehara K. (2015) *Progress in Earth and Planetary Science* 2:36.
<https://doi.org/10.1186/s40645-015-0068-z>.
- 池原研, 板木拓也 (2005) *地質学雑誌*, 111:633-642.
<https://doi.org/10.5575/geosoc.111.633>
- Irino T. and Tada R. (2000) *Geochemical Journal* 34(1):59–93.
<https://doi.org/10.2343/geochemj.34.59>
- Irino T. and Tada R. (2002) *Global and Planetary Change* 35:107–120.
[https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00135-2](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00135-2)
- Irino T. et al. (2018) *Progress in Earth and Planetary Science* 5:23.
<https://doi.org/10.1186/s40645-018-0176-7>
- Tada R (1994) *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 108(3–4):487–508.
[https://doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90248-8](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90248-8)
- Tada R. et al. (2018) *Progress in Earth and Planetary Science* 5:19.
<https://doi.org/10.1186/s40645-018-0167-8>
- Tada R. et al. (1999) *Paleoceanography* 14(2):236–247.
<https://doi.org/10.1029/1998PA900016>