

黄河源流域に永久凍土を探す

池田 敦¹⁾・末吉 哲雄²⁾・松岡 憲知¹⁾・石井 武政³⁾

1. はじめに

黄河は標高4,000mを越える青藏高原(通称:チベット高原)の北東部にその源をもつ。その源流域は、内陸に位置するため乾燥しており(年降水量約300mm)、標高が高いため年平均気温は0℃を下回る。その結果、口絵1, 2のように寒冷ステップの景観が広がる。古くからチベット族がこの草原を遊牧に利用して生計を立ててきた。しかし、寒冷な高原上の自然環境は、チベット族にも決して利用しやすいものではなく、標高4,200m以上に広がる広大な高原上よりも、河川の下刻が及んでいる標高4,200m以下の高原縁辺部でチベット族の人口密度は高い。では、現在進行中の地球温暖化は、高原上で遊牧を営む人々にとって朗報なのだろうか? 冬季の気温が上昇すれば、過ごしやすくなるのは確かだろう。しかし、温暖化を伴う気候変化によって草原を成立させる水資源に変化はないのだろうか?

実際、近年になって黄河源流域では乾燥化や草地の減少が指摘されている(Wang *et al.*, 2001; 馬ほか, 2003)。また、著しい地下水位の低下が報告されている(彭ほか, 2003)。Wangらは源流域の乾燥化の原因として過放牧、年平均気温の上昇、夏季降水量の減少の三要因を指摘した。しかし、高原縁辺部のデータを除き、高原上のデータのみ注目すると夏季降水量に減少傾向はみられない(楊ほか, 2004)。この源流域の水文環境を考えるうえでは、気温上昇が蒸発量を増加させている効果のほかに、青藏高原が永久凍土帯であること(Jin *et al.*, 2000; Wang *et al.*, 2000)を考慮する必要があるだろう。なぜなら永久凍土の存在は源流域において地下水流動の主要な支配要因になるためである。すなわち、永久凍土層が水の浸

透を妨げ、地下水位を地表付近に維持していることが草原の成立に寄与している可能性があるからである。実際、Wang *et al.* (2001)も、気温上昇による永久凍土の融解進行が乾燥化の一因であると考察している。

1980年代には源流域で、湖底と河床およびその周辺を除けば、ほぼ連続的に永久凍土が存在すると推定されていた(Wang, 1987; 王ほか, 1991)。それが1990年代に入ると、広範囲で融解したか融解中であると指摘された(朱ほか, 1995)。しかし、1980年代と1990年代では調査地点が異なるうえ、それぞれデータが十分に提示されているとは言い難く、結論の信憑性に疑問が残った。さらに、調査開始にあたり地元の研究機関から寄せられた情報が、実はかなりあやふやな(古い?)ものであったため、調査開始後、我々は一度、非常に混乱することとなった。

実際、我々は黄河源流域の永久凍土分布の現状を把握することを優先し、街道に沿ってくまなく永久凍土分布を調査した。本稿ではまず、その結果を紹介する。そのうえ、先行研究を踏まえ、今世紀後半の温暖化が源流域の永久凍土をどのように変化させたかを考察する。

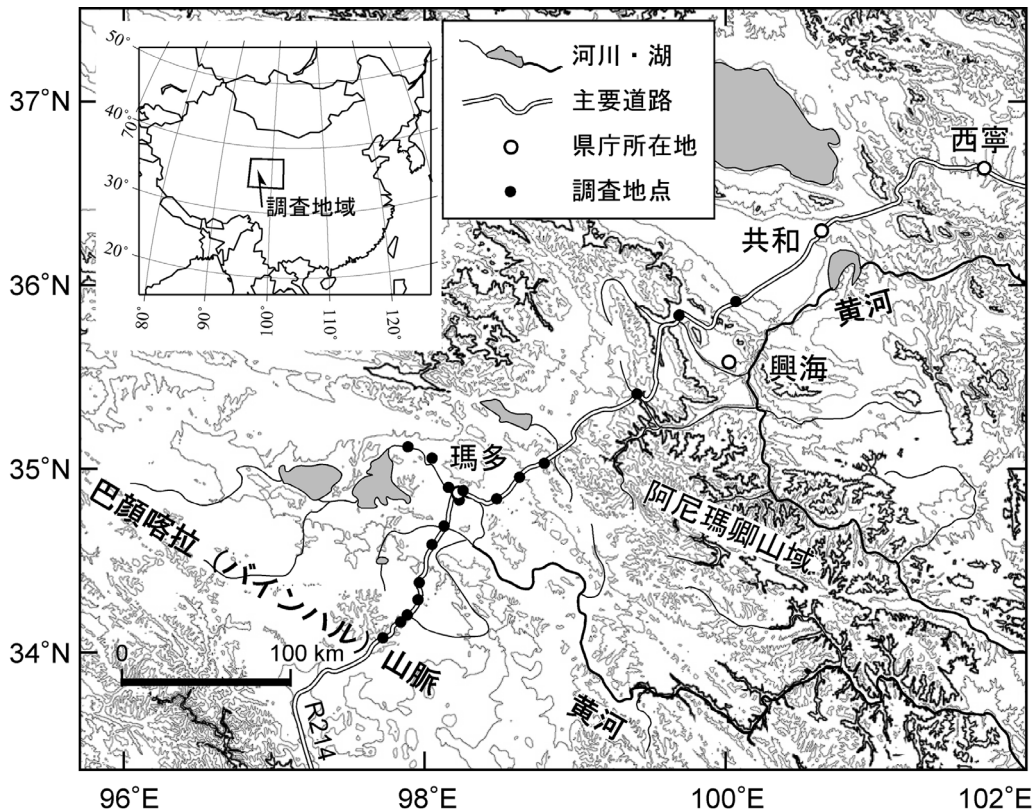
2. 調査地域

黄河源流域は中国青海省中央部、青藏高原の北東部に位置する(第1図)。調査を行ったのは共和から玉樹に至る国道214号沿いの興海県と瑪多県内である。地形的にみると興海県は山地に、瑪多県は高原(丘陵地と沖積低地)に大別される。

主調査地域となった瑪多県では、幅数kmから数十kmの沖積低地が広がり、とくに標高4,200~4,300

1) 筑波大学 生命環境科学研究科
2) 北海道大学 低温科学研究所
3) 産総研 地圏資源環境研究部門

キーワード: 永久凍土, 黄河源流, チベット, 物理探査, 温暖化



第1図 調査地域と探査地点. 等高線間隔は400mで、太線は標高4,000mを示す.

mに広大な平坦面を形成する(口絵1). それらの低地はそこから標高差200~500mの起伏をもつ丘陵地に囲まれている. 丘陵地の土層は薄く, 道路脇の法面には厚さ1mに満たない風成層や風化層の下に基盤岩が露出する. 瑪多県の南縁は黄河と長江の分水嶺となる緩やかな山容の巴顔喀拉山脈で, 主稜線の標高は5,000m前後である. 一方, 高原縁辺部を代表する地域として調査を行った興海県では, 一般に, 山頂高度が4,000~5,000m, 稜線と谷底との比高が500~1,000mの山地である. 山麓には崖錐がほとんど見られず, ペディメント(侵食性山麓緩斜面)が広く発達し, 大きな谷沿いには大規模な堆積段丘が存在する.

瑪多(海拔4,272m)における1953年から1980年までの年平均気温は-4.1℃であり, 1月の月平均気温は-16.8℃, 7月の月平均気温が7.5℃であった(周ほか, 2000). また, 1960年代から1990年代まで, 気温の10年平均値は0.7℃上昇した(楊ほか, 2004). この

昇温傾向は90年代以降, さらに加速し, 2001~2005年の平均気温は-2.0℃となっている(Weatheronline homepage: www.t7online.comによる). また, 同期間の1月の月平均気温は-13.6℃, 7月の月平均気温は9.1℃と冬季の気温上昇が著しい.

3. 方法

永久凍土の分布を調べるために, 標高3,780~4,620mの間の15地点で簡便な地震波探査(屈折法)を行った. また, そのうち11地点では電気探査(比抵抗法垂直探査)も行った. 地震波探査は2003年の8月下旬, 2004年8月中旬, 2006年7月末~8月初めに行われ, 電気探査は2005年7月上旬に行われた. そのうち, 高原の代表的な標高帯である4,200~4,300mの2地点では, 2004年の8月下旬に深さ6mと10mまでボーリング調査を行っている. また, 平行して2003年から2006年まで, 標高3,260~4,790mの間にある

10地点前後(年により測定地点とその数が若干異なる)で地表面温度の通年観測を行った。

深さ10mまで掘削した地点は、瑪多の測候所内であり、同地点において7.8m深までの地温と気温、積雪深、土壌水分(0.3, 0.6, 0.9m深)の自動観測も行った。

P波の伝播速度を利用した地震波探査は、永久凍土の有無を確認するのに非常に有効な方法である(たとえば, Hunter, 1973; Ikeda, 2006)。凍結した堆積物のP波速度は $1.5\sim 4.7\text{km s}^{-1}$ であり、粒径が粗いほどその値が大きい(Hunter, 1973)のに対し、未凍結の不飽和堆積物のP波速度は概ね 1km s^{-1} 以下である(佐々ほか, 1993)。そのため活動層と永久凍土層を区分できる。ただし、岩盤や未凍結飽和堆積物のP波速度はそれぞれ $1\sim 7\text{km s}^{-1}$ 、 $1\sim 2\text{km s}^{-1}$ であり(佐々ほか, 1993)、岩盤や地下水面が浅いところでは、弾性波探査結果のみからそれらと永久凍土を区別することが難しい。そこで探査地点には沖積低地や河岸段丘で堆積物が厚いと思われるところを選んだ。また、探査は平坦な場所で行い、地中が水平成層構造であることを仮定して探査結果を解析した。ハンマーによる地表面の打撃が震源である。そのため、探査測線長は50m以内で探査深度は十数mである。

電気探査では、土層中の水が液体から固体になるのに伴い、土層の比抵抗が大幅に増加する性質を根拠に、凍土の有無を判定する(たとえば, Hoekstra and McNeill, 1973)。ただし、この性質を利用して凍土層が明瞭に判別できるのは、(液体+固体の)含水量が深さ方向に変化しない土層か、もしくは凍土中に厚い氷層が発達している場合である。実際は、凍土層を覆う未凍結層の含水量が相対的に少ないことが多く、未凍結層の乾燥ゆえの高比抵抗と凍土層の凍結ゆえの高比抵抗の間で差が生じないことがしばしばある。とくに融点に近い永久凍土層は、不凍水量が多いため比抵抗が低くなる傾向があり、電気探査のみから永久凍土の分布範囲を見積もることをむずかしくする。しかし、P波速度などの他のデータと組み合わせることで、電気探査は永久凍土分布を推定する有力な手法となる(Ikeda, 2006)。とくに電気探査は信号源の取り扱いが容易であり、今回のようにハンマーを利用した地震波探査に比べると、探査深度を大きくとれることが利点である。そこで、電気探査は主に地震波探査で確認された凍土層の厚さを推定する

のに用いた。また、 $1\sim 2\text{km s}^{-1}$ のP波速度を示す境界面が、地下水面か凍土面か判断するために比抵抗の高低を利用した。

地表面温度は年平均値に換算し、その標高による違いを比べた。とくに気温と地温が長期的な平衡状態にあり、地中での横方向の熱のやりとりが無視できる場合、永久凍土が存在する場所の年平均地表面温度は 0°C 以下になる。この性質から永久凍土の分布可能域を推定できる。しかし実際、現在のような温暖化傾向がみられる時期では、地表面温度がわずかにプラスのところでも、それがかつてマイナスであった時期に形成された永久凍土が残存している可能性が高い。

4. 現在の凍土環境

先に述べた方法を用いて得られた結果を総合すると、黄河源流域の現在の凍土環境は次のようになった(Matsuoka *et al.*, 2004, 2005; Ikeda *et al.*, 2007)。ここで述べる凍土環境は、地表面がほぼ平坦な沖積層に関してのものである。

- ①：標高4,300m以上には永久凍土が広がる。その厚さは厚いところでも30mほどと推定された。
- ②：標高4,200m以下には永久凍土が存在しない。
- ③：標高4,200～4,300mの地点では、永久凍土は存在しないか、または永久凍土の上面が季節的な凍結融解が及ぶ深さよりも十分下方(5m以深)に検出される。このような例は、温暖化により永久凍土が年間を通し融解過程にあることを示す。また、この場合の永久凍土は、現在の環境では維持されないため、化石永久凍土と判断される。
- ④：永久凍土帯の下限高度付近では、季節的な凍結融解が深さ約3mまで及ぶ。この地域では、土壌が非常に乾燥しているためと、冬季にほとんど積雪がなく、地表面が外気にさらされている期間が長いために、凍結深が大きい。
- ⑤：高原上では、黄河本流沿いの沖積低地と、巴顔喀拉山脈方面の丘陵地とで、冬季夜間の地表面温度が逆転する。つまり、本流沿いの低地が、それより標高が200～600m高い地点よりも冬季に冷え込む。さらに4,400m、4,600m、4,800mの各標高で比較すると、その標高差に

もかかわらず夜間の地表面温度にほとんど差がない。これらのことは観測点の緯度の違いだけでは説明がつかず、標高が低いところほど放射冷却の影響を強く受けた結果と思われた。

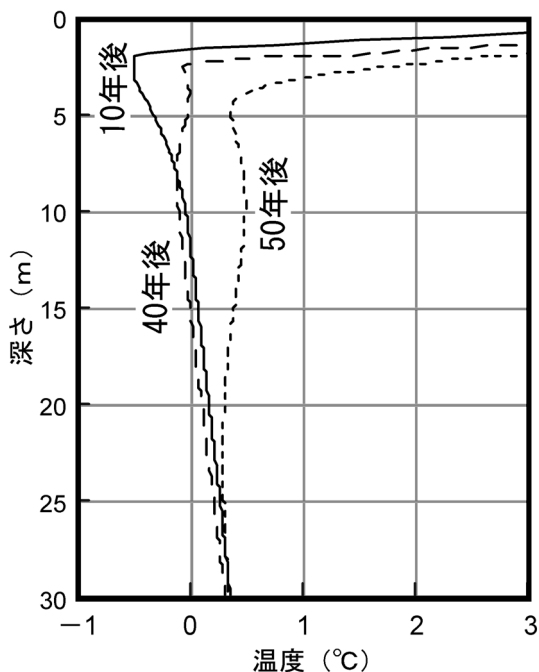
5. 永久凍土の融解

①, ②, ③の結果, とくに③の融解過程にある永久凍土の存在から, 黄河源流域の永久凍土帯の下限高度は近年, 4,200mから4,300mまで上昇したと考えられる。

実際, 永久凍土帯の下限高度は北に行くほど低くなっている。また, 同緯度で比べると, 東アジアでは西に向かい日射量が増加(晴天率が増加)するため永久凍土の下限高度が上昇して行くことが知られている(たとえば, Cheng, 1983; Matsuoka, 2003)。そこで Matsuoka (2003)に基づき, 緯度1度につき150m, 経度1度につき30m, 下限高度が変化するとして, 黄河源流域の現在の永久凍土分布を求めた結果が口絵3である。さらに化石永久凍土の位置と, 先行研究で示された永久凍土分布から, 過去の永久凍土分布域を見積もったところ, 1980年代以降, 永久凍土の下限高度が少なくとも50m上昇したことが明らかになった(口絵4)。それはまた, 黄河源流域の沖積地の少なくとも2,000km²において, 永久凍土の融解, 消失が生じたことを意味する。

次に, 永久凍土が消失するまでのタイムスケールについて考える。1960年代から90年代までに10年平均の気温で比べると0.7℃の温暖化が進行しており, これが永久凍土帯の下限高度を押し上げた可能性が高い。1980年代に行われた永久凍土調査の報告(Wang, 1987; 王ほか, 1991)と我々の結果を比較すると, 永久凍土は驚くべき速さで融解したことになる。しかし, すでに朱ほか(1995)が1990年代前半に, 我々の結果と同様, 標高4,300m付近に永久凍土帯の下限があると指摘しており, そのことも考慮に入ると, 王ほか(1991)が永久凍土の分布域を過大に見積もっていた可能性も否定できない。

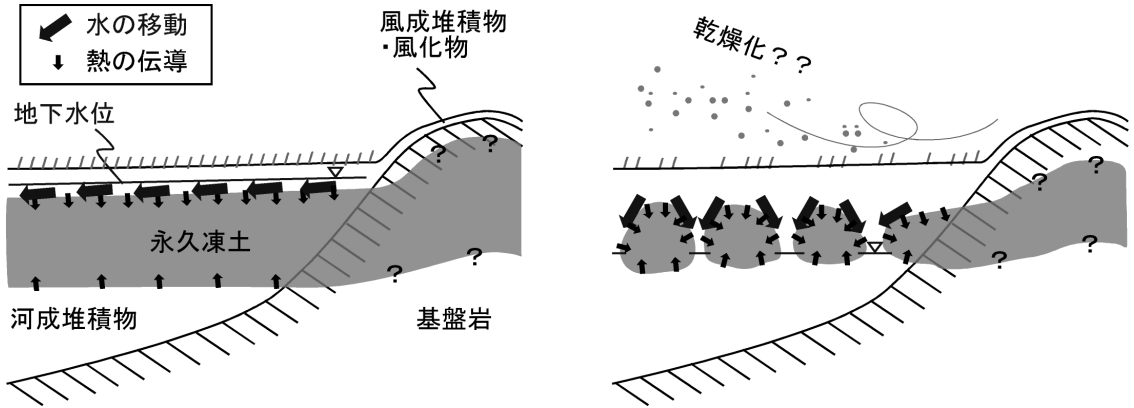
そこで, 融解のタイムスケールを別角度から検証するために, 一次元(深さ方向の)熱伝導方程式を解いた数値実験を行った。その結果, 厚さ15mで全層が融点にある(もっとも融けやすい)永久凍土であっても, 消失させるのには早くとも半世紀を要すると考え



第2図 凍土融解の数値実験により得られた地温プロファイルの例。最初に, 全層が0℃であり厚さが15mの凍土層を設定し, そのうえで年平均地表面温度を-0.5℃にしてから計算を開始し, 地表面温度を0.05℃/年の割合で増加させていった場合の変化。

られた(第2図)。したがって, 1980年代まで, 比較的安定的に存在した永久凍土が, 現在(あるいは1990年代)までに消失したというシナリオには問題が大きいと思われる。少なくとも1980年代に王らが観察した永久凍土は, 融解途上のものだった可能性が高く, その水平方向の連続性も当時予想されたものより悪かったようだ。

ただし, この場合, 土層の熱伝導だけを考えた数値実験にも問題がある。チベット高原やモンゴルの永久凍土帯の境界部では, しばしば, 単純な熱伝導のみでは説明が難しい急速な永久凍土融解が実測されている(たとえば, Sharkhuu, 1998; Jin *et al.*, 2000)。それらの地域や黄河源流域では, 永久凍土の分布が水平方向に不連続的であり, 未凍結部を通じて流動する地中水が, 永久凍土側方や下方へ効率的に熱を供給している可能性も十分に考えられる(第3図)。その結果生じると予想される急速な永久凍土融解は, 彭ほか(2003)が報告した急速な地下水位低下を説明



第3図 温暖化進行時の永久凍土の概念図。左図：一般に考えられている緩慢な融解進行時の状態。右図：黄河源流域で生じていると予想される状態（注：この図は横軸に対して縦軸を著しく誇張してある）。

するのにも魅力的なモデルである。今後、そのような観点から、不連続永久凍土帯における地中水の流動とその熱輸送について研究されることが望まれるだろう。

丘陵や山地の斜面に関しては、風化層・風成層が薄く、永久凍土が形成される深さはほとんど基盤岩からなると予想されるため、永久凍土の有無が地下水の挙動に及ぼす影響はほとんどないだろう。ちなみに、口絵3では実測データがないために評価されていないが、そこでは斜面方位によって日射量が異なるため、永久凍土の下限高度が沖積低地に比べ、南向き斜面では高く、北向き斜面では低くなっているはずである。

6. おわりに

「黄河源流域では、今世紀後半の急激な温暖化で、もとより融点に近く厚さも薄かった永久凍土が広範囲で消失した」と考えるのが、先行研究も踏まえ、現在の永久凍土分布を理解する際のもっとも妥当な解釈ではないだろうか？ さらに、ここでは永久凍土が島状に分布するため、永久凍土の側方や下方へ流れ込む地中水が、凍土の融解を早めた可能性が十分にある。同時に、そのような永久凍土融解が、急激な地下水水位低下を引き起こした主因なのかもしれない。また、2000年以降に観測されている高い気温が維持されると、今後さらに永久凍土の融解域は拡大すると予想される。

永久凍土融解と草原の退化に因果関係があるかどうかは、まだ明らかになっていないとは言えないが、いずれにしても、遊牧民の暮らしを脅かす急激な環境変化が生じないことを祈るしだいである。

引用文献

- Cheng, G. (1983) : Vertical and horizontal zonation of high-altitude permafrost. Proc. 4th Int. Conf. Permafrost. National Academy Press, 136-141.
- Hoekstra, P. and McNeill, D. (1973) : Electromagnetic probing of permafrost. Proc. 2nd Int. Conf. Permafrost. National Academy of Sciences, 517-526.
- Hunter, J. A. M. (1973) : The application of shallow seismic methods to mapping of frozen surficial materials. Proc. 2nd Int. Conf. Permafrost. National Academy of Sciences, 527-535.
- Ikeda, A. (2006) : Combination of conventional geophysical methods for sounding the composition of rock glaciers in the Swiss Alps. Permafrost Periglac. Process., 17, 35-48.
- Ikeda, A., Matsuoka, N., Sueyoshi, T., Ishii, T. and Uchida, Y. (2007) : Permafrost sounding (2003-2005) in the source area of the Yellow River, Northeastern Tibet. Geogr. Rev. Japan, 80, in press.
- Jin, H., Li, S., Cheng, G., Wang, S. and Li, X. (2000) : Permafrost and climatic change in China. Global Planet. Change, 26, 387-404.
- 馬 明国・董 立新・王 雪梅 (2003) : 過去21a中国西北植被覆盖動態監測与模擬. 冰川凍土, 25, 232-236.
- Matsuoka, N. (2003) : Contemporary permafrost and periglaciation in Asian high mountains: an overview. Z. Geomorph. N.F. Suppl., 130, 145-166.
- Matsuoka, N., Ikeda, A., Sueyoshi, T. and Ishii, T. (2004) : Permafrost sounding (2003-2004) in the source area of the Yellow River, China. Ann. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, 30, 33-38.
- Matsuoka, N., Ikeda, A., Sueyoshi, T. and Ishii, T. (2005) : Monitoring frozen ground (2004-2005) at Madoi in the source area of the Yellow River, China. Tsukuba Geoenvironm. Sci., 1, 39-

44.
彭 軒明・吳 青柏・田 明中(2003)：黄河源区地下水位下降对生态环境的影响。冰川凍土，25，667-671。
佐々宏一・芦田 讓・菅野 強(1993)：建設・防災技術者のための物理探査。森北出版，219P。
Sharkhuu, N. (1998)：Trends of permafrost development in the Selenge River Basin, Mongolia. Proc. 7th Int. Conf. Permafrost. Centre d'études Nordiques, 979-985。
Wang, G., Qian, J., Cheng, G. and Lai, Y. (2001)：Eco-environmental degradation and causal analysis in the source region of the Yellow River. Environ. Geol., 40, 884-890。
Wang, S. (1987)：Frozen ground and periglacial features in the southeastern part of Qinghai Province. Hövermann, J. and Wang, W. eds., Reports on the Northeastern Part of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. Science Press, 343-366。
王 紹令・羅 祥瑞・郭 鵬飛(1991)：青藏高原東部凍土分布特性。冰川凍土，13，131-140。
Wang, S., Jin, H., Li, S. and Zhao, L. (2000)：Permafrost degradation on the Qinghai-Tibet Plateau and its environmental impacts. Permafrost Periglac. Process., 11, 43-53。
楊 建平・丁 永建・沈 永平・劉 時銀・陳 仁升(2004)：近40a来江河源区生态环境变化的气候特征分析。冰川凍土，26，7-16。
周 幼吾・郭 東信・邱 国慶・程 国棟・李 樹德(2000)：中国凍土。科学出版社，450P。
朱 林楠・吳 紫汪・劉 永智(1995)：青藏高原東部凍土退化。冰川凍土，17，120-124。
-
- IKEDA Atsushi, SUEYOSHI Tetsuo, MATSUOKA Norikazu and ISHI Takemasa (2006)：Looking for permafrost in the source area of the Yellow River.
-
- <受付：2006年11月1日>