

長江（揚子江）流域の地すべり地の湧水・河川水のトリチウム濃度

佐藤 修*・青木 滋*・鈴木幸治*・仲川隆夫・橋本哲夫**

Tritium Level of Spring and River Waters in the Changjiang (Yantse) Valley
by
Osamu SATO, Shigeru AOKI, Koji SUZUKI, Takao NAKAGAWA
and Tetsuo HASHIMOTO

(Abstract)

Some spring water (50 samples) was collected from the landslide areas in the Changjiang (Yantse) valley, and river water was sampled from the Changjiang river and its branches. Two rain water samples (Nov. 2, 1987) were collected in Huepai district. The conventional measurements of lowlevel tritium were carried out by using liquid scintillation counting.

Spring water varied from 0.22 to 6.73 Bq/l (mean value 3.09+1.18 Bq/l), and the Changjiang river water varies from 3.40 to 3.81 (Mean value 3.7 + 0.81 Bq/l). The rain water was 0.63 and 1.78 Bq/l. Water source of the rain water in this season was estimated as sea water after consideration of climatic conditions and the tritium concentration of sea water. Some ground water having high tritium concentrations was affected by precipitation contaminated by atmospheric nuclear explosion tests and a few low tritium concentration water was surely recharged before the artificial tritium addition.

We concluded that the conventional measurements of low level tritium concentrations is very useful to estimate the ground water flow in the landslides in China.

Key words : Tritium, Changjiang, Landslide, Ground water, River water

キーワード : トリチウム, 長江, 地すべり, 地下水, 河川水

I は じ め に

文部省科学研究費補助金海外学術調査費によって行われた日中共同地すべり調査の過程で、中国の四川省から湖北省西部にかけての長江（揚子江）流域で地すべり地の地下水、河川水などを採取し、 ^3H 濃度を測定した。その目的は地すべり地地下水の区分を水の構成元素である水素同位体によって行うことと、できれば ^3H の放射壊変による ^3H 濃度の変化を利用して地下水の年代に関する情報を得ることである。

新潟県、長野県の地すべりなど山地の地下水の時間区分を行うために、 ^3H 濃度の測定は有力な方法である（橋本など、1985、佐藤、1986、仲川、1989）。地下水の ^3H 濃度から時間に関する知見を得ようとするれば、調査地の環境の ^3H 濃度についての情報が必要となる。我国では過去の ^3H 濃度、今日の ^3H 濃度の情報が比較的良く整備されている（坂上、1985）。中国では、これら基礎的資料が乏しい。地下水

*新潟大学積雪地域災害研究センター、 **新潟大学理学部化学科

の起源となる降水の ^3H 濃度は地域によって異なるため、我国の資料を利用して、中国の地すべり地地下水の時間を議論できない。

中国の降水の ^3H 濃度については、天山山脈で1978年に採取された降雪で152.5Bq/lの値が記録され、高緯度地方に向かって濃度が上昇する傾向と降水量の減少する西に向かって上昇する傾向があることが指摘されている(王, 1986)。しかし、筆者らの知る限りでは、その他の地域での降水、地下水の ^3H 濃度の測定例はすくなく、今回の地下水の ^3H 濃度測定結果を中国の環境水の ^3H 濃度と比較できないため、直ちに時間を推定できない。この報告では、地すべり地地下水の区分に ^3H 濃度が使用できるかどうか検討し、地すべり地による ^3H 濃度の違い、水質との関係を簡単に述べる。地すべりとは離れるが、環境放射能としての ^3H 濃度を新潟県の環境水の ^3H 濃度と比較する。後者の議論の大要はべつに報告した(佐藤, 1989)。

II 調査地域の概略

調査地域の地質地形などについては別稿で詳しくのべるので、本論では、長江の概略(中国科学院, 1981)を述べる(図-1, 図-2)。中国第一の大河である長江は、青海省の唐古拉山を源流とし、全

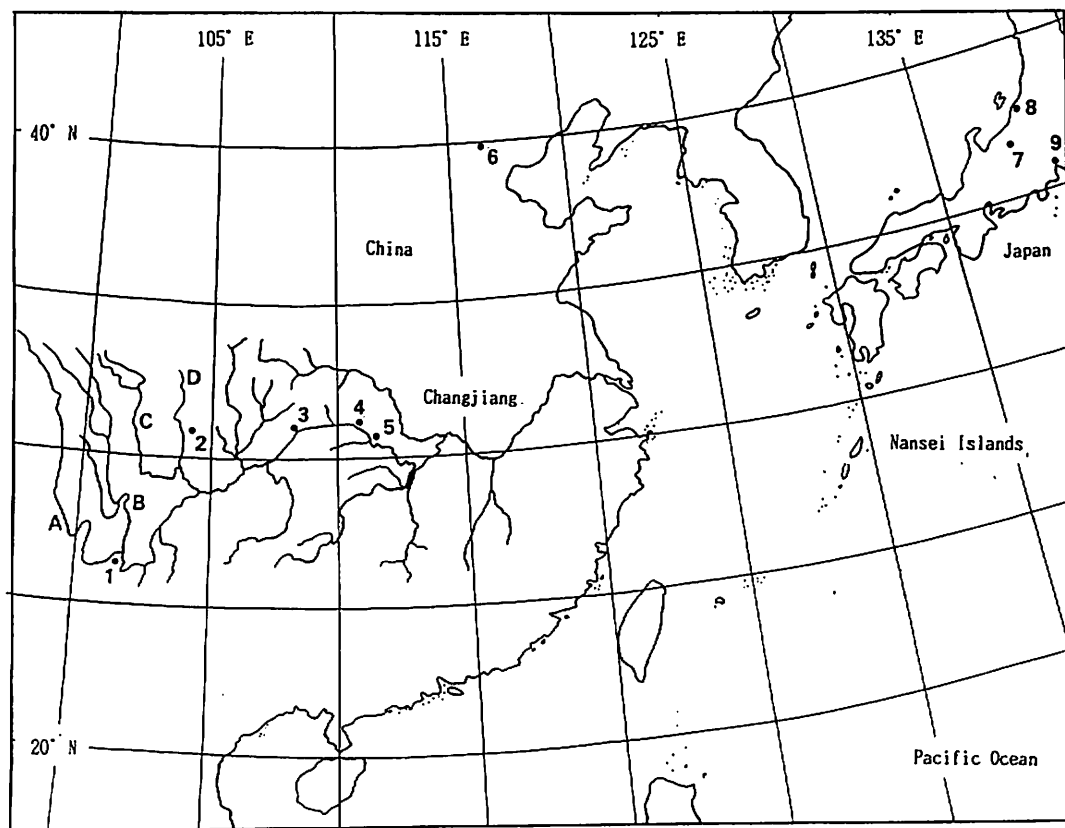


図-1 長江流域調査地域図

Fig. 1 Sketch map showing the river system of the Changjiang (Yangtze River, 長江)
 A : Jinshajiang (金沙江), B : Yalongjiang (雅砻江), C : Daduhe (大渡河),
 D : Minjiang (岷江). 1 : Panzhihua (攀枝花), 2 : Kunming (昆明), 3 : Wanxiang (万县),
 4 : Zigui (淝水), 5 : Xuanchang (宜昌), 6 : Beijing (Peking, 北京),
 7 : Nagano (長野), 8 : Niigata (新潟), 9 : Tokyo (東京).

長が約6,300km, 流域面積が約 $1.8 \times 10^6 \text{ km}^2$ ある。長江の名称は, 四川省の金沙江と岷江の合流点より下流に対して用いられる。四川省東部の万県の下流, 奉節から湖北省西部の宜昌にかけては, 三峡と呼ばれる急峻な峡谷を約200kmにわたって形成し, 随所に地すべり地が発達する。三峡で合流する支流には, 香溪・大寧河等がある。長江の流量の大半は降水量の多い夏季～秋季に集中し, 11月～3月は渇水期にあたる(東京天文台, 1986)。

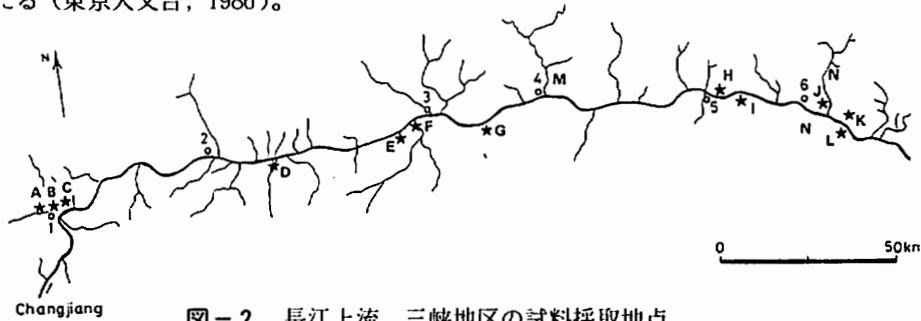


図-2 長江上流, 三峡地区の試料採取地点

Fig. 2 Sketch map showing the sampling localities in the Sanxia (三峡) district, upper reaches of the Changjiang (長江)

A : Anlesi (安樂寺), B : Caojiez (草街子), C : Pibaping (枇杷坪), D : Gaojiazu (高家咀), E : Baihuanping (百換坪), F : Qiancaotuo (茨草沱), G : Quchipan (曲尺盤), H : Huanglashi (黄臘石), I : Fanjiaping (范家坪), J : Xiangxi (香溪), K : Xintan (新灘), L : Lianziya (鍾子崖), M : Daninghe (大寧河, river water), N : Xiangxi (香溪, river water).
1 : Wanxiang (万県), 2 : Yunyang (雲陽), 3 : Qinjie (奉節), 4 : Wushan (巫山), 5 : Badong (巴東), 6 : Zigui (秭歸).

Ⅲ 測定方法

1. 採水

1987年10月に四川省の攀枝花市(図-1)郊外の二灘地域金沙江支流の雅砻江流域の地すべり地で地下水(湧水)・沢水・河川水を, 1987年10月～11月に宜昌から三峡を万県まで調査船で廻り, 長江本流や支流(香溪・大寧河)の河川水や降水を, 湖北省し帰地域, 巴東地域, 四川省巫山地域, 奉節地域, 雲陽地域, 万県地域の地すべり地で地下水(湧水・井戸水)や沢水等をそれぞれ採取した。図-2に三峡地域における主な採水地点を示した。また, 1987年10月には, 四川省都江堰で岷江の河川水と岷江支流の大渡河流域の銅街子ダム地域で地下水の採取を行った。

河川水は船上から河川中央部付近の表面水を, 降水は船上で採取した。地すべり地での採水は, 日本と異なりボーリングによる地質調査の頻度が少なく, ボーリング孔を利用した地下水の採取が困難なために, 湧水や井戸水が主となった。採取した試料水は, ただちに水温と電気伝導度を携帯型電気伝導度計(横河北辰電機SC-51)で, pHを携帯型ガラス電極pH計(pH electronic paper, HANNA Instruments)で測定した後, 試料水で共洗したポリびんに移し, 密栓して実験室(日本)に持ち帰った。表-1の電気伝導度(25℃に換算)とpHは, 採水時の値である。これらの試料水について, ^3H 濃度と主要溶存成分(Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{--} , NO_3^-)を既報の方法で定量した(橋本, 1985)。

2. 測定方法

^3H 濃度の測定試料は, 容量100mlのテフロン製バイアルに, 科学技術庁(1977)の方法に準拠して蒸留した試料水45mlとシンチレータ(Pico-Fluor LLT, Packard)55mlを取り混合後, 異常発光の

表-1 中国四川省湖北省の環境水のトリチウム濃度

Table 1 Tritium concentrations (Bq/l) in environmental waters in Sichuan (四川) and Hubei (湖北), China

(d) : drinking water. (1Bq/l \equiv 27 μ Ci/l)

No	Temp(°C)	EC	pH		Sampling date	Locality	Notes
Ertan (二灘) area, near Panxihua City (攀枝花市), Suchuan:							
1	22.2	1056	8.7	0.22 \pm 0.30	Oct. 11'87	Jinlongshan (金龍山) Landslide	drainage of tnnel
2	19.9	335	8.2	2.55 \pm 0.41	Oct. 11'87	Jinlongshan Landslide	drainage of tnnel
3	22.8	674	7.3	2.59 \pm 0.33	Oct. 11'87	Jinlongshan Landslide	spring
4	20.0	330	8.3	2.70 \pm 0.33	Oct. 11'87	Jinlongshan Landslide	drainage of mine
5	21.2	455	7.7	3.00 \pm 0.33	Oct. 12'87	Jinlongshan Landslide	seepage of tnnel
6	22.7	631	7.4	1.04 \pm 0.33	Oct. 12'87	Jinlongshan Landslide	seepage of tnnel
7	22.4	556	7.4	1.52 \pm 0.33	Oct. 12'87	Jinlongshan Landslide	seepage of tnnel
8	22.9	641	7.6	2.48 \pm 0.33	Oct. 12'87	Jinlongshan Landslide	seepage of tnnel
9	22.8	721	7.0	2.15 \pm 0.33	Oct. 12'87	Jinlongshan Landslide	seepage of tnnel
10	18.1	72	8.2	4.25 \pm 0.44	Oct. 13'87	Shenglixiang, Miyixian (米易縣勝利鄉)	ravine water
Tongjiez (銅街子) Dam area, Daduhe (大渡河) River, Suchuan:							
11	18.9	351	7.6	4.40 \pm 0.37	Oct. 16'87	Tiangongbao (天公包) Landslide	spring (d)
Zigui (資中) area, Hubei:							
12	14.2	273	8.4		Oct. 28'87	Lianziya (蓮子崖) Collapsa	spring
13	17.7	1956	6.4	6.73 \pm 0.33	Oct. 28'87	Lianziya Collapsa	spring
14	17.6	568	8.4	2.00 \pm 0.33	Oct. 29'87	Xintan (新灘) Landslide	spring
15	18.7	379			Oct. 29'87	Xintan Landslide	underflow (?)
16	19.4	500	8.2	1.70 \pm 0.33	Oct. 29'87	Xintan Landslide	spring (d)
17	20.3	582	7.7	3.03 \pm 0.41	Oct. 30'87	Xiangxi (香溪) Landslide	spring
18	18.6	773	7.8	3.89 \pm 0.37	Oct. 30'87	Xintan Landslide	spring
19	17.0	339	8.1	3.18 \pm 0.33	Oct. 31'87	Fanjiaping (范家坪) Landslide	spring
20	17.9	483	8.3	0.22 \pm 0.33	Oct. 31'87	Fanjiaping Landslide	ravine water
21	17.4	191	8.3	1.18 \pm 0.33	Oct. 31'87	Fanjiaping Landslide	ravine water
22	18.1	175	7.5	2.41 \pm 0.33	Oct. 31'87	Daping (大坪) Landslide	spring
(to be continued)							
Badong (巴東) area, Hubei:							
23	14.3	435	8.4		Nov. 2'87	Huanglashi (黃臘石) Landslide	ravine water
24	13.3	254	8.1	2.15 \pm 0.26	Nov. 2'87	Huanglashi Landslide	spring
Wushan (巫山) area, Sichuan:							
25	16.6	332	8.3	3.77 \pm 0.37	Nov. 4'87	Quchipan (曲尺盤) Landslide	underflow
Qinjie (秦節) area, Sichuan:							
26	14.7	335	8.5	3.85 \pm 0.37	Nov. 5'87	Qiancaotuo (茨草沱) Landslide	spring
27	14.7	340	8.3	3.33 \pm 0.33	Nov. 5'87	Qiancaotuo Landslide	spring
28	18.9	462	7.7	4.11 \pm 0.37	Nov. 5'87	Qiancaotuo Landslide	spring
29	18.6	436	7.8	3.11 \pm 0.33	Nov. 5'87	Qiancaotuo Landslide	spring
30	15.5	310	8.5	2.74 \pm 0.26	Nov. 5'87	Qiancaotuo Landslide	spring
31	15.7	365	8.7	2.74 \pm 0.33	Nov. 5'87	Qiancaotuo Landslide	spring
32	14.3	354	8.5	4.92 \pm 0.37	Nov. 5'87	Qiancaotuo Landslide	spring
33	18.9	492	7.5	4.55 \pm 0.37	Nov. 5'87	Qiancaotuo Landslide	spring
34	15.3	347	8.5	3.40 \pm 0.33	Nov. 5'87	Qiancaotuo Landslide	spring
35	16.0	378	8.3		Nov. 5'87	Qiancaotuo Landslide	spring
36	14.8	392	8.3	5.03 \pm 0.30	Nov. 6'87	Baihuanping (百換坪) Landslide	seepage from debris
37	17.9	401	7.9		Nov. 6'87	Baihuanping Landslide	ravine water
38	14.0	1149	7.8	2.66 \pm 0.26	Nov. 6'87	Baihuanping Landslide	spring
39	14.6	355	8.2	2.66 \pm 0.44	Nov. 6'87	Baihuanping Landslide	spring
40	14.4	360	8.2	2.59 \pm 0.33	Nov. 6'87	Baihuanping Landslide	ravine water
41	15.9	149	7.5	3.11 \pm 0.33	Nov. 6'87	Baihuanping Landslide	spring
42	17.4	481	8.1	4.07 \pm 0.37	Nov. 8'87	Gaojiazu (高家咀) Landslide	well (d)
43	18.4	461	8.0	4.14 \pm 0.26	Nov. 8'87	Gaojiazu Landslide	well (d)
44	20.0	610	7.8	4.11 \pm 0.26	Nov. 8'87	Gaojiazu Landslide	spring

45	17.6	775	8.3	3.81±0.39	Nov. 8 '87	Gaojiazu Landslide	spring (d)
46	18.3	1617	7.9	4.00±0.26	Nov. 8 '87	Gaojiazu Landslide	spring (d)
(to be continued)							
Wanxiang (万县) area, Sichuan.							
47	19.1	515	8.2	2.70±0.44	Nov. 11 '87	Anlesi (安樂寺) Landslide	spring
48	19.6	517	8.2	3.00±0.44	Nov. 11 '87	Anlesi Landslide	spring
49	20.0	514	8.2	2.85±0.44	Nov. 11 '87	Anlesi Landslide	spring
50	19.6	466	8.3	3.40±0.44	Nov. 11 '87	Anlesi Landslide	spring
51	20.6	576	8.2	3.63±0.44	Nov. 11 '87	Anlesi Landslide	spring
52	17.1	583	8.2	3.40±0.44	Nov. 11 '87	Caojiez Landslide	spring
53	17.5	562	8.1	2.37±0.44	Nov. 11 '87	Caojiez Landslide	spring
54	19.5	476	8.2	2.91±0.44	Nov. 12 '87	Pibaping (枇杷坪) Landslide	well (d)
55	19.7	638	8.3	4.07±0.48	Nov. 12 '87	Pibaping Landslide	well
River waters (Changjiang, 長江):							
56	19.3	281	8.3	3.81±0.37	Oct. 27 '87	Xuanchang (宣昌)	
57	18.3	283	8.1	3.81±0.37	Oct. 30 '87	Xiangxi (香溪)	
58	17.5	302	7.9	3.40±0.26	Nov. 4 '87	Wushan	
59	17.7	297	8.2	3.81±0.26	Nov. 6 '87	Qinjie	
River waters (Branches of Changjiang):							
60	15.5	192	8.3	3.66±0.37	Nov. 11 '87	Yalonghe (雅砻江), Ertan	
61	11.8	215	8.2	5.40±0.37	Oct. 21 '87	Minjiang (岷江), Dujiangyan (都江堰)	
62	17.0	280	8.2	1.74±0.26	Oct. 30 '87	Xiangxi River	
63	16.5	370	8.1	1.74±0.26	Nov. 4 '87	Danlinghe (大寧河)	
Precipitations:							
64	14.2	93	7.4	0.63±0.26	Nov. 2 '87	Wushan	
65			6.3	1.78±0.26	Nov. 5 '87	Qinjie	

影響を除くためにLSCの測定温度である約12°Cの冷蔵庫内で数日間放置したものである。1024チャンネルのマルチチャンネルアナライザ(MCA)を接続した低バックグラウンド仕様のLSC(Aloka LSC-LB1)を用い、濃度を測定した。MCAは、コンプトスペクトルのシフトを利用する重心法による検出効率の補正および通常の手順による測定と同時に液体シンチレーションスペクトルを測定し、³H以外の核種の混入等を調べるために用いた。

測定条件は、測定時間:50分×10~20回、検出効率補正:ESCR法および重心法、バックグラウンド(BG)水:新潟平野の深度約500mから得られた天然ガス付随水濃度は48±38mBq/l(放医研測定)である。本法による³H濃度の検出限界は、BG水を測定した時の計数誤差(3σ)から算出すると、500分測定の場合約0.6Bq/lとなる。なお、以下に報告する³H濃度は、すべて採水時の値に換算してある。

IV 結果と考察

1. 中国の河川水と地すべり地地下水の³H濃度

表-1に、四川省から湖北省西部の長江流域で、1987年10月~11月に採取した環境水の³H濃度と電解質濃度の指標として電気伝導度を示す。化学成分の分析結果は別稿に一覧表としてかかげたので本報告では省略する。電解質濃度、各種イオン濃度と³H濃度のあいだには全く関係は認められない。各地すべり地の³H濃度を比較するために、試料採取順に³Hをプロットした(図-3)。この図に1987年の新潟の降水の平均³H濃度(点線)、1987年の信濃川の平均³H濃度(破線)、長江の平均³H濃度(実線)を記入した。中国の水は、新潟の降水はもとより、地下水の影響で³H濃度が高い信濃川の河川水より濃度の高い水が多い。長江の³H濃度は全体の中央値に近い。

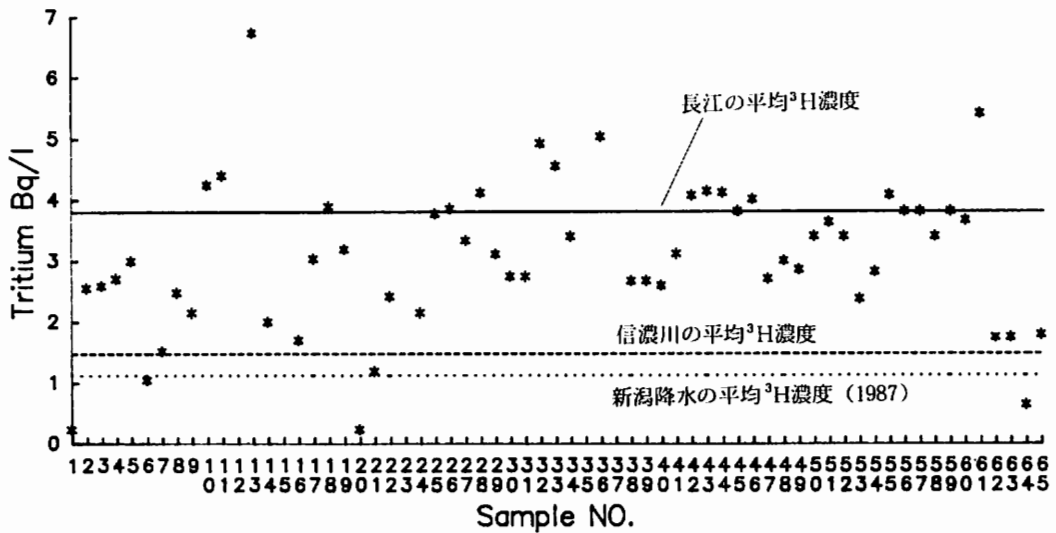


図-3 中国地すべり地湧水と河川水のトリチウム濃度
Fig. 3 Tritium concentration of spring water and river water in China

地すべり地で採取した地下水（沢水を含む）の ^3H 濃度は $0.22\text{Bq/l} \sim 6.73\text{Bq/l}$ （平均 $3.09 \pm 1.18\text{Bq/l}$, $n=50$ ），河川水の ^3H 濃度は，長江本流（宜昌から奉節までの約200kmの区間，4地点で採水）が $3.40\text{Bq/l} \sim 3.81\text{Bq/l}$ （平均 $3.71 \pm 0.81\text{Bq/l}$, $n=4$ ），長江支流が $1.74\text{Bq/l} \sim 5.40\text{Bq/l}$ （平均 $3.14 \pm 1.52\text{Bq/l}$, $n=4$ ），降水の濃度は 0.63Bq/l と 1.78Bq/l であった（**：標準偏差， n ＝標本数を表す，以下同じ）。

長江本流の ^3H 濃度は，計数誤差を考慮すると，採水日時と地点による著しい違いは認められない。また，主要溶存成分もいく分変動するが，これは流下にとまらう一般的な濃度変化（計測誤差をも含む）と判断できる。長江支流については，雅砻江が $3.66 \pm 0.37\text{Bq/l}$ と本流と同レベルであるのに対し，岷江は $5.40 \pm 0.37\text{Bq/l}$ といく分高く，三峡で合流する香溪と大寧河はいずれも $1.74 \pm 0.26\text{Bq/l}$ で本流に比べて低い。この影響が本流に見られないのは，水量が本流に比べてかなり小さいためであろう。

中国の河川水，地すべり地地下水の水質と ^3H 濃度の間にはなんら関係は認められなかった。しかし，地すべり地ごとには特徴がある。

雅砻江流域の地下水は炭酸ナトリウム型，硫酸ナトリウムカルシウム型，炭酸カルシウム型の水が分布しているが， ^3H 濃度と水質の型との間に明瞭な関係は認められなかった。今回の調査地域では ^3H 濃度が最も低い地域であり，雅砻江，長江より低い。

新灘地域の鍾子崖の石炭層に由来するとみられる，硫酸酸性の水は今回調査した水のなかで最も ^3H 濃度の高い水（ 6.73 ± 0.33 ）であった。これは1960年代の核実験の影響を強くうけた水である。対岸の新灘の水はいずれも ^3H 濃度はひくい。

香溪地すべりの ^3H 濃度は新灘よりは明らかに高く，長江の水よりは低いが，香溪河よりはかなり高い。深い水の影響がつよいとみられる SO_4^{2-} ， Cl^- の多い水の ^3H 濃度が最も高い。

范家坪地すべりでは極端に ^3H 濃度の低い水が得られたが，水質的に特別変わったことはない。

茨草田地すべりは比較的 ^3H 濃度の高い群と，低い群に分けられる。しかし両者の水質は極めて類似しており，水質では区別できない水を ^3H 濃度で区別できる例である。 ^3H 濃度の高い群の値は長江の値より高く，1960年代の降水の影響が認められる。

百換坪地すべりの水質は茨草沱地すべりより Na^+ 濃度が高く水質は違っているが、 ^3H 濃度は類似の傾向がある。

高家咀地すべりの水質は Cl^- 濃度の高低により2群に分けられるが、 ^3H 濃度ではすべて長江より高い値を示し両群に差があるとは言えない。この地の地下水を涵養する水は同じであるが、 Cl^- 濃度の高い深層の水が ^3H 濃度に影響しない程度に混入するかどうかで水質が変わったと解釈できる。

万泉地すべり群の水質はいずれも似ている。 ^3H 濃度は一例を除いて今回の調査地域のなかでは低い群に属する。計測誤差を考慮しても明らかに長江の水より ^3H 濃度の低い水が存在している。

以上のような地域による差が生じたのは、 ^3H を全く含まない古い深層水、1960年代の ^3H 濃度の高い水、現在の比較的 ^3H 濃度の低い水とが混合した結果と推察される。現段階では、水質分析の結果をくわえて解析しても混合の程度は不明であり、これ以上の議論は困難である。詳細な解析をおこなうためには、環境水のデータの充実とともにボーリングにより、帯水層のわかった試料について分析を行うことが必要である。

2. 日本との比較

中国の地すべり地の ^3H 濃度について、筆者らが測定した日本の値と比較する。

地すべり地の地下水：長野県北部の浦川流域の地すべり多発地帯（1985年6月および10月採水）、長野市郊外の地附山地すべり地（1986年6月採水）、長岡市近郊の蓬平地すべり地（1987年9月採水）で、地下水の ^3H 濃度を測定した（橋本など、1985、佐藤、1986、仲川など、1989）。その結果、地すべりに関与している地下水は、しばしば1960年代やそれ以前の降水に由来すること、高い ^3H 濃度の地下水の出現は地すべりの活動との間に関わりがあることが明らかになった。

上述の3地域で採取した地下水の ^3H 濃度は、 $0.54\text{Bq/l} \sim 5.96\text{Bq/l}$ （平均 $2.30 \pm 1.20 \text{ Bp/l}$, $n = 31$ ）であった。試料水は、浦川流域では湧水（沢水を含む）、それ以外の地域ではボーリング孔から採取した地下水が主で

ある。日本の値と比較すると、中国の地すべり地の地下水は、全般的に ^3H 濃度が高いものが多く（図-4）、井戸水等の生活用水についても、次に述べる日本の河川水（水道水の源水となる）に比べて高濃度の ^3H を含むものが見られた。

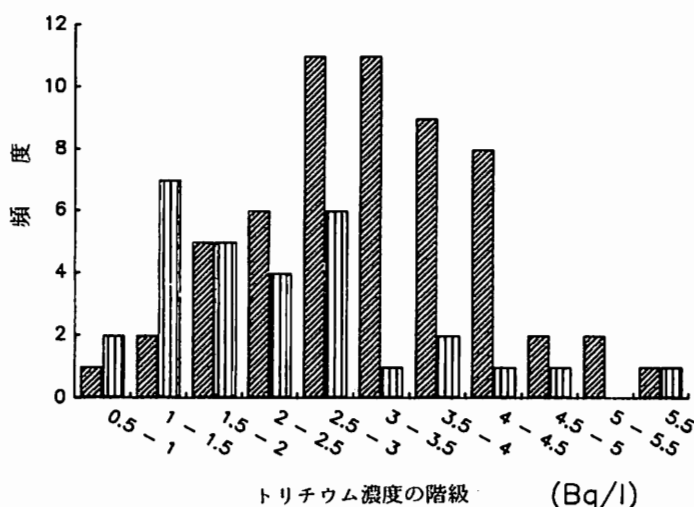


図-4 中国と日本の地すべり地地下水、河川水のトリチウム濃度の頻度分布

Fig. 4 Class frequency of tritium concentrations of groundwaters (including ravine waters) collected at the landslide areas in China and Japan.

降水と河川水：長江流域で採取した降水の ^3H 濃度は $0.63 \pm 0.26 \text{ Bq/l}$ と $1.78 \pm 0.26 \text{ Bq/l}$ で、1987年の新潟市における月別の降水の濃度 $0.53 \pm 0.36 \text{ Bq/l}$ ～ $2.17 \pm 0.40 \text{ Bq/l}$ （平均 $1.12 \pm 0.37 \text{ Bq/l}$ ）と同レベルであった。2例のみの採水であるので断定はできないが、長江流域の夏季～秋季と降水は、太平洋の気団に由来する（中国科学院，1981）ため、日本と同じく海洋の ^3H 濃度に支配されている。一方、長江の支流金沙江源流域の降雪の ^3H 濃度は高い。例えば、1986年に採水された新雪の ^3H 濃度が、崑崙山（ $35^\circ 40' \text{ N}$ ）で1980年に採取した新雪は平均 12.1 Bq/l で、1986年の新雪は平均 10.1 Bq/l であり、1984年の唐古拉山（ $32^\circ 56' \text{ N}$ ）の新雪については1980年は平均 7.1 Bq/l 、1984年は平均 6.1 Bq/l であった（王，1986，王，1989）。北京と西安の1986年9月の雨について $16.4 \pm 0.8 \text{ Bq/l}$ 、 $14.0 \pm 0.8 \text{ Bq/l}$ の値が報告されており（松岡等，1989），内陸で ^3H 濃度の高い雨が降っていることは確実である。これらの資料を考慮すると、近年降水の ^3H 濃度が低下しているが、大陸内部では ^3H 濃度の高い降水が今日でも降っている。測定できた降雨には大陸起源の水蒸気の影響は少なく、日本の降雨と同様に海洋起源のものが優勢と言えよう。このことは、長江流域の降水の ^3H 濃度は、新潟市の降水（毎年1月～2月頃に濃度が低下し、春季～夏季に上昇する）とは逆に、夏季～秋季に比較的強く、冬季に高くなる可能性も示唆している。

長江（支流を含む）の ^3H 濃度は、 1.74 Bq/l ～ 5.40 Bq/l （平均 $3.42 \pm 1.12 \text{ Bq/l}$ ）で、1986年9月に採取した新潟県内の河川水の濃度 0.91 Bq/l ～ 2.53 Bq/l （平均 $1.48 \pm 0.46 \text{ Bq/l}$ ）より高い。この理由は、地すべり地地下水の項で述べたと同じ理由で流域に供給される降水の ^3H 濃度が高かったためである。日本の河川に比べ長大な長江では地下水が河川水にしめる割合は降水よりも高くなるから、 ^3H 濃度の高い地下水の影響は一層強く現れる。

長江本流の主要溶存成分（4地点の平均）を1986年8月に採取した信濃川下流域（6地点の平均）や日本の河川水の平均（小林，1971）と比較すると、とくに Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 濃度が高いこと、 Na^+ 、 Cl^- 濃度は日本の平均値より高いが、信濃川に比べて低いことがわかる（表-2）。長江の Cl^- 濃度が高いのは、長江の支流が乾燥地帯であり、 Cl^- 濃度の極めて高い水が上流域で供給されることによる。一方信濃川の Na^+ 、 Cl^- 濃度が高い理由は、冬季間の季節風によって海塩が運ばれるために、信濃川等の日本海側の河川水の Na^+ 、 Cl^- 濃度が太平洋側の河川水に比べて高いことによる。また、信濃川の流域に海成の泥岩地帯が広く分布し、泥岩層から Cl^- 、 Na^+ が供給されることも無視できない。二つの河川の Cl^- 濃度が日本の平均的河川より高い理由は根本的に違っている。信濃川では、 Cl^- 濃度が高いことは ^3H 濃度の低い海水の影響が大きいことの証拠でもあり、信濃川の ^3H が低いことと矛盾しない。

表-2 中国と日本の河川水の平均イオン組成 (meq/l) の比較
Table 2 Comparison of average ionic constituents (meq/l) of the river water between China and Japan

River Sampling	Changjiang Oct. - Nov.'87 (n=4)	Shinanogawa Aug.'86 (n=6)	Japanese Rivers 14
Na^+	0.303	0.484	0.291
K^+	0.040	0.062	0.030
Ca^{2+}	2.330	0.638	0.439
Mg^{2+}	0.770	0.291	0.156
Cl^-	0.200	0.356	0.164
HCO_3^-	2.735	0.653	0.508
SO_4^{2-}	0.468	0.435	0.221
NO_3^-	0.050	0.016	0.018

n : number of samples

謝 辞

研究費の一部は、文部省科学研究費、海外学術調査“長江・黄河の大規模地すべりの比較研究”（研究代表者・青木 滋）に依りました。関係各位の御好意に感謝致します。

本論文の一部は、第33回放射能化学討論会（1989年10月）において発表しました。

故大草重康教授にこの論文を捧げます。

文 献

- 中国科学院（編）（1981）：中国自然地理 地表水。科学出版社，北京。
- 科学技術庁（1977）：トリチウム分析法。日本分析センター，千葉。
- 小林 純（1971）：水の健康診断。岩波書店，東京。
- 橋本哲夫・樋口 靖・佐藤 修，他（1984）：液体シンチレーション法による大気中および降水中のトリチウム濃度測定。新潟大学災害研年報，6，73-82。
- 橋本哲夫・樋口 靖・酒井裕二，他（1985）：湧水・地下水のトリチウム濃度の測定－姫川系浦川流域および新潟地区水溶性天然ガス井からの天然水中のトリチウム濃度。同上，7，163-172。
- （1986）：地すべり多発地帯からの湧水中のトリチウムと溶存イオン濃度の年間変動－姫川水系浦川流域金山沢について－。同上，8，71-80。
- 橋本哲夫・酒井裕二・野中雅史・仲川隆夫（1988）：低レベルトリチウム測定における検出効率補正法の研究。Radioisotopes, 37, 545-551。
- 松岡信明・平井英治・高島良正（1989）：電解濃縮法による雨水中のトリチウム濃度の測定と濃度変動の解析。
- 仲川隆夫・佐藤 修・橋本哲夫（1986）：低バックグラウンド液体シンチレーション法による環境トリチウム測定
の基礎的研究。新潟大学災害研年報，8，81-89。
- （1987）：環境水中のトリチウムの測定に関する基礎研究。同上，9，125-134。
- （1989）：新潟県における近年の河川水と降水のトリチウム濃度。Radioisotopes, 38, 434-439。
- （1989）：液体シンチレーション計測法による天然水中 ^{223}Rn 濃度の直接測定。Radioisotopes, 38, 20-23。
- 王 平（1986）：我国氷川の雪水化学的研究。氷川凍土，8，40-51。
- 王紹令・王 平・張延軍（1989）：環境同位元素 H 在青藏高原多年凍土区地下水研究中的应用。氷川凍土，11，53-59。
- 阪上正信（1985）：トリチウムの環境動態。核融合研究，54，498-511。
- 佐藤 修（1986）：長野市地附山地すべり地の地下水の水質－地すべり地の陸水の水質 6－。新潟大学災害研年報，8，57-69。
- 東京天文台（編）（1986）：理科年表 1987年版，丸善，東京。