

〔特別講演〕

水の動きと地盤 ―水が語る地盤の安定度―

名古屋大学水圏科学研究所 北 野 康

水ほどありふれたものはない。しかし水ほど複雑で不思議なものもない。この広い宇宙空間には、それこそ数え切れないほど無数の星があるが、その中でたった一つ、地球という惑星だけがその表面に液体の水をもっている。地球表面の2/3は海水でおおわれ、海水の平均深度は3800 m、地球表層は満々たる水でおおわれ、正に水惑星と呼ばれるにふさわしい。地球表層における水の分布は第1表に示す通りである。何故地球だけに液体の水が存在しているのか、その情況説明はできる。

さて、水は特異な分子構造を持っているために、地球環境下で水が気体(水蒸気)、液体(水)、固体(雪水)と姿を変えながら海から水蒸気として出て、海上ではそのまま降水、陸上の降水は河川水などを通して結局は海に戻るという大変速みやかな循環の旅を続けることができる。大気中の水蒸気は10日に1回の割合で蒸発と降水の過程を通して置きかわっており、海水は蒸発、降水、流動の過程を通して4000年に1回の割合で置きかわっていることが分った。地球表層は太陽と海洋とが織りなす壮大な蒸留水の製造

装置だと考えることができる。これが地球表層に存在する天然水中のほんの0.0001%をしか占めてはいない河川水に人間が頼ってこれたし、またこれからも頼ってゆく裏づけになっている。

さて、水の特異な分子構造は別の見方をすると、水が物を溶かし、また物を分別する偉大な能力をもっていることに連なる。地球表層は常に新鮮な水で洗われつづけ、陸地上の岩石は常に水によって風化され続けてきているのである。水のもつ本質的な不思議さと、水の果たす役割についての正しい認識は想像以上に貧弱である。ここでは地盤の安定度に水がどのようにかかわっているか、私の考えていることを示したい。

(1) 水質が指示すること

日本と世界の河川水の平均化学組成を第2表に示す。この表を一見するだけで次のことが読みとれる。世界河川の溶存塩類量は日本のそれより大きい。これは世界の陸地の年平均降水量が約650 mmであるのに、日本では1800 mmと大きく、日本の河川水の蒸発量は熱帯や乾燥地域に較べて小さいことなどに依るのであろう。日本の河川水の水質のうちNa⁺やCl⁻の占める割合が大きいのは海からの影響が強いからである。日本の河川水でCa²⁺やHCO₃⁻の濃度が低く、溶存ケイ酸濃度が高いのは、日本では石灰岩地帯が世界的にみて少なく、また山地地質が火山岩で占められ、火山灰が多いからである。

天然水の水質から以上のようなことが直覺的に理解できるが、もう少し定量的な取扱いもできる。

第1表 水圏における水の分布(米国、地質調査所による)

位 置	水量/l	全体の水に対する百分率
淡水湖	125×10 ¹⁵	0.009
塩水湖および内陸海	104×10 ¹⁵	0.008
河川水	1.1×10 ¹⁵	0.0001
宙水(土壤湿気を含む)	66.6×10 ¹⁵	0.005
深度800m以浅の地下水	4,200×10 ¹⁵	0.31
深度800m以深の地下水	4,200×10 ¹⁵	0.31
万年水および氷河	29,000×10 ¹⁵	2.15
大 気	12.9×10 ¹⁵	0.001
海 洋	1,319,800×10 ¹⁵	97.2

(B. J. SKINNER, 1969)

第2表 日本と世界の河川水の平均化学組成の比較

	日本	世界
蒸発残渣	74.8 mg l ⁻¹	100 mg l ⁻¹
Na ⁺	9.41%	5.79%
K ⁺	1.68	2.12
Mg ²⁺	2.70	3.41
Ca ²⁺	12.5	20.4
Cl ⁻	8.21	5.68
SO ₄ ²⁻	14.77	12.14
HCO ₃ ⁻	21.6	35.2
SiO ₂ (溶存状)	26.84	11.67

すなわち、天然水中に溶存している元素濃度は次の因子によって決められていると考えてよい。(天然水中の元素濃度)=(降水に由来する元素濃度)+(降水物に由来する元素濃度)+(温鉱泉水に由来する元素濃度)+(人間の家庭生活、工業、農業活動に由来する元素濃度)+(岩石、土壤に由来する元素濃度)。

左辺、右辺の第1項は実測でき、また右辺の第2, 3, 4項は推定が可能である。従って左辺から右辺の第1, 2, 3, 4項の値を差引くと、第5項の岩石、土壤に由来する元素濃度を知ることができる。温鉱泉水などの流入がなく、かつ人間活動の影響が無視できるような地域では、天然水の化学組成は海水起源と岩石、土壤に関連する2つの部分にわけて考えることもでき、天然水の化学組成のうち、岩石、土壤に関連する部分を簡単に推定することができる。すなわち、天然水中に含まれる Cl^- は典型的な海水起源元素であり、天然水中の Cl^- の全てが海水に由来するものと一義的には考えてよい。海水の主要化学組成は世界中どこでも一定であるので、その Cl^- の量に匹敵する他の元素の海水に由来する量は簡単に計算ができることになる。そこでそれらの量を天然水の元素濃度の実測値から差引くと、天然水中に岩石や土壤に関連して供給される元素量の推定ができることになる(4のa項参照)。

(2) 水質による山くずれの予知(その1) — 六甲山系における花崗岩の CO_2 による風化 —

花崗岩でできている六甲の岩石はもろく、山くずれの災害は忘れる暇もないうちに六甲をおそう。六甲の山に入って気のつくことは小さな沢1つ違っても岩石の崩壊規模が全く違うことである。上流とか下流の区別がなく、全く任意の場所で岩石崩壊が起っている。六甲山系の代表的な住吉川と芦屋川流域を例にとって話を進めたい。

住吉川流域で大きな山くずれの被害がおこるのは、地下深層で岩石が風化、砕屑され、そこに水が入りこんで山津波が起る場合である。芦屋川流域では表面風化は多いが、山くずれの被害はむしろ小さい。六甲山系の山くずれを予知するには、ボーリングして地下の岩石の風化状態を直接観察すればよいことになるが、岩石崩壊の起る場所に規則性のないことなどからそれは実際には期待できない。水によって岩石から溶出する化学元素の量は岩石の化学的風化の程度を指示するものであり、それは粘土鉱物の生成量を指示し、岩石崩壊の規模を予知する可能性があるとは私は極く素朴に予想した。岩石が細砕されるのは、岩石とそれに作用する水との間の闘いであり、双方の絶対的な強さではなく、相対的な強さによって決まるもので、水質がその力関係の結果を指示するものと考えられる。住吉川および芦屋川流域で日時、季節を変えて河川水や湧水を採水し、化学分析して含有成分濃度間の関係を検討したものの一部が第1図に示されている。

その結果、天然水中の Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , 溶存ケイ酸濃度は全域にわたって大きな変動はみられなかったが、 HCO_3^- と Ca^{2+} や Mg^{2+} の濃度は大幅に変化していた。しかも HCO_3^- と $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ (Mg^{2+} を Ca^{2+} 量に換算すると)との濃度(mg/l)の比は3:1、すなわち $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ の形で大幅に濃度が変動していることがわかった。この山域の天然水中の Cl^- 濃度からみて温鉱泉水(裏六甲には有馬温泉があり、 Cl^- 濃度は30~60g/lと大変大きい)の混入も、人間活動(NaCl で代表される)による物質の流入も無視できるものと考えられる。 Ca^{2+} , HCO_3^- それに溶存ケイ酸以外の化学成分は降水と降水物に主として由来するものと考えてよい程度の濃度を示している。 Ca^{2+} と HCO_3^- とは岩石に関連すると考えざるをえない。この結果を種々検討した結果、次のことがわかった。

地球の内部から出てくる CO_2 が岩石中に表層からしみこんできた降水と接触するところで岩石中の主として長石部分からCaを溶かし出し、 CO_2 は HCO_3^- になった。こうして岩石の化学的風化の程度に比例して天然水中の Ca^{2+} と HCO_3^- の濃度が増加してきたと判断される。ケイ酸塩岩石から Ca^{2+} が水中に溶け出るときには、化学量論的に $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ という形で溶け出ることになる。このとき溶存ケイ酸の濃度も大きくなる。

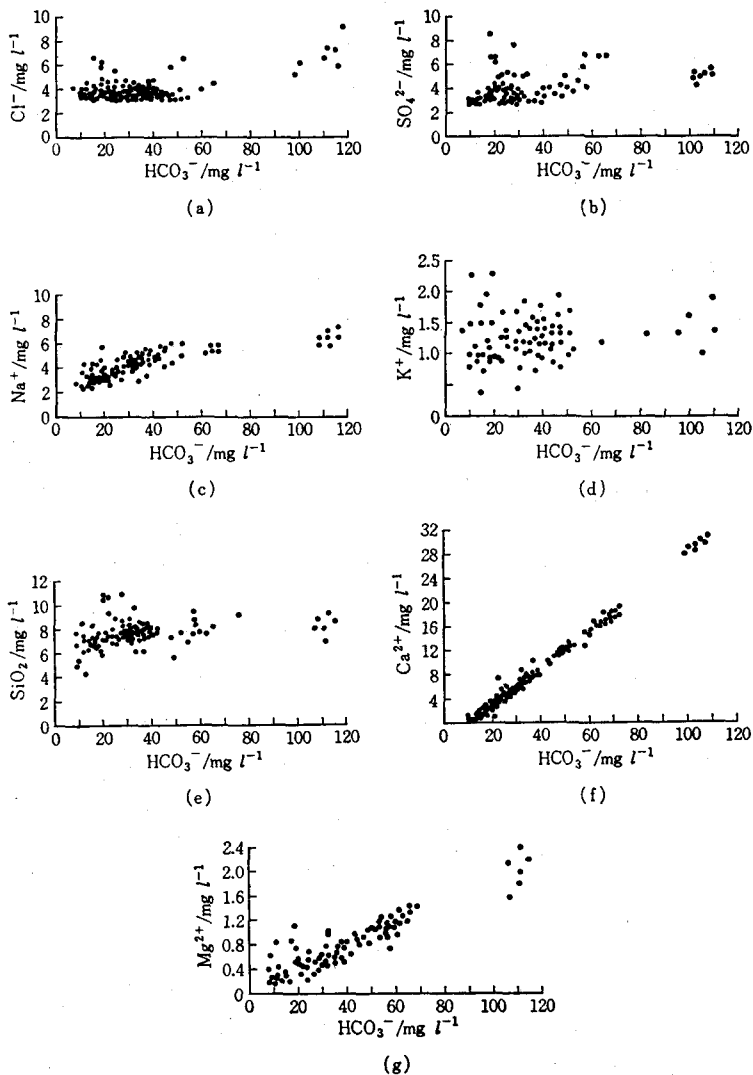
六甲山域で天然水を採集し、分析された Ca^{2+} または HCO_3^- 濃度を大ききで数段階にわけて地図上で濃度分布を色わけした。一方これとは全く無関係に建設省による同地域における岩石の崩壊規模を同じく数段階に色わけした。その2つの色わけは見事に合致していた。ただ水質からみて Ca^{2+} や HCO_3^- 濃度が大きいのに崩壊が起っていない所があった。これは地盤が平坦であるのか、または将来或る降雨特性をもつ降水があるとき、岩石崩壊

の起る可能性があろうと予想できる。 Ca^{2+} や HCO_3^- の濃度にその土地の傾斜という地理的条件と降雨特性とを考慮することによって、岩石崩壊の予知ができると期待できる。

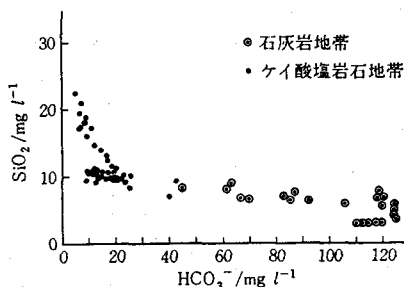
六甲で岩石崩壊をおこすのは地下からの CO_2 の噴出であることが分った。 CO_2 は花崗岩地帯の地下から噴出する可能性が十分にあり、六甲山城でも噴出している事実が沢山ある。地下の亀裂を通して CO_2 は放出してくるものであり、その放出は地域的に規則性があるわけではない。

石灰岩が分布する伊吹山系の場合に言及しておきたい。この地域の地層にはケイ酸塩岩石と石灰石が混在している。石灰石は水に対する抵抗力が小さく、水に溶けやすい。この場合も $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ の組成で Ca^{2+} は溶け出る。ただしこの場合は水中の溶存ケイ酸濃度は小さい筈である。石灰石を含む伊吹山城における天然水の分析結果を整理すると、第2図のようになる。 HCO_3^- や Ca^{2+} 濃度が大きいにもかかわらず、溶存ケイ酸濃度の

小さい所は石灰石の溶出が起っている所であることが分った。どんな岩石が地下で溶解しようと、それは崩壊をおこす原因になりうる。そこで結論としては天然水中の HCO_3^- 、 Ca^{2+} の濃度は岩石崩壊に対する有用な予知手段と評価できる。しかし、前述したようにケイ酸塩岩石から Ca^{2+} が溶け出るときにはケイ酸塩は粘土に変質するので、より崩壊にとっては深刻な原因になることを付記しておきたい。



第1図 住吉川および芦屋川流域の河川水および湧水中の炭酸水素イオン含量と各イオン(または物質)含量との関係(北野 康, 加藤喜久雄, 金森 悟, 金森暢子, 吉岡龍馬, 京大防災研年報, 10A, 557(1967)より)



第2図 伊吹山地域における天然水中の HCO_3^- と SiO_2 濃度の関係(北野 康ら, 京大防災研年報, 10A, 557(1967)より)

(3) 水質による山くずれの予知(その2) — CO_2 と H_2SO_4 とによる岩石風化 —

六甲の場合は最も単純な場合である。というのは水質からみて明らかに岩石風化が CO_2 だけによっていると考えられるからである。そもそも水の中には陽イオンと陰イオンが同じ当量溶けこんでいる。陽イオン元素は岩石にもともと含まれているので岩石から溶け出てくるが、陰イオンである HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- は少なくともケイ酸塩岩石中には含まれてはいない。 Cl^- は先述したように海水起源であり、 HCO_3^- は地下から出てくる CO_2 が変容したものである。 SO_4^{2-} は一体どうであろうか?

六甲山系の場合、その天然水中の SO_4^{2-} は先述したように地域的にほとんど差がなく、降水、降下物に由来したものと考えられる程度の濃度である。六甲山系付近の工場などの煙突から出てくる SO_2 が大気中で酸化されて H_2SO_4 になり、これが六甲山系の天然水中に供給されたものと考えてよいであろう。しかし一般的にはそうはゆかない。ある地域の天然水を化学分析すると、六甲の場合とは違って場所によっては天然水中の SO_4^{2-} 濃度が非常に大きく、場所による変動が大変大きいことが多い。このような場合、 SO_4^{2-} の起源は地下に分布する FeS_2 、 FeS (時には S) が酸素によって酸化されて結局は H_2SO_4 が生成され、この H_2SO_4 の SO_4^{2-} であろうと想像される。そうだとすると、 H_2SO_4 も CO_2 と同様に岩石から主として Ca^{2+} や Mg^{2+} を溶かし出し、岩石風化に関与していると考えざるをえない。このような場合には天然水中の $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ か、 $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ の濃度 (meq/l) が岩石風化の程度を指示し、山くずれの予知に有用であることになる。大概の地域はこの場合に入り、この場合をむしろ一般的であると考えるのがよい。後に示す静岡県竜山村も、天竜川流域も伊豆半島も地すべり地帯もこれに入る。

(4) 岩石の風化変質速度と粘土の生成速度の推定 — 河川水の化学組成に基づく推定法 —

本題の推定をするためには、次の2つの問題を解決しておかねばならない。

(a) 1年間に岩石から溶け出した Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} および Mg^{2+} 量の推定

既に(1)項で述べたように天然水の化学組成実測値から Cl^- 濃度に匹敵する海水組成の Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 量を差引いても、その値がただちに岩石から溶け出した量とはならない。何故ならば一旦岩石から溶け出した Ca^{2+} や K^+ は天然水が接触する粘土鉱物のイオン交換能力のために水中から除かれ、その代わりにそれに当量の Na^+ が水中に出てくる可能性があるからである。そこでこの点の補正が必要となる。第3表と第4表にそれぞれ日本全体と世界全体の河川水を例にとりて示してみよう。(A)欄は1年間に海に運びこまれる元素量、(B)欄は(A)欄中の Cl^- に匹敵する海水組成の化学分量を、そして(C)欄には(A)−(B)の値を示した。(C)の Na^+ の25%を(C)の値から差引き、 Na^+ の量の20%に当量の Ca^{2+} の量と5%当量の K^+ 量とを(C)の値に加え、その結果を(D)欄に示した。すなわち、イオン交換の補正をして、岩石から溶け出した Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} の量を推定した心算である。この補正には確たる根拠があるわけではなく、将来は改正することになるかも知れない。

(b) 岩石の化学的風化を示す

化学反応式の想定とその

化学反応式の解法

岩石の構成鉱物から Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} が天然水中に溶け出る化学反応式を想定する。数多くの化学式が想像されるが重要と思われる式だけを選んだのが第5表である。第3表や第4表の(D)欄の

第3表 日本における岩石から陸水に溶け出る主要化学成分量(kg/year)

	海水中に供給される化学成分量 (A)	海水飛沫に由来する化学成分量 (B)	海水飛沫起源を除いた供給量 (C)=(A)−(B)	大陸上の岩石から溶け出した量 (D)
溶存 SiO_2	105×10^8	0	105×10^8	105×10^8
HCO_3^-	171×10^8	0.2×10^8	170×10^8	170×10^8
SO_4^{2-}	58×10^8	4.4×10^8	54×10^8	54×10^8
Cl^-	32×10^8	32×10^8	0	0
Ca^{2+}	48×10^8	0.7×10^8	47×10^8	51×10^8
Mg^{2+}	10×10^8	2.1×10^8	8×10^8	8×10^8
Na^+	37×10^8	18×10^8	19×10^8	12×10^8
K^+	6.5×10^8	0.6×10^8	6×10^8	9×10^8

(北野 康, 1980)

Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺ 量を第 5 表の化学式に入れて解くことになるが、実際には未知数が 1 つ多すぎる。私は生成する(モンモリロナイト)/(カオリン)の量比を 4/1 とか 9/1 とおくことによって式を解いた。第 5 表の式を解くことによって 1 年間に風化する造岩ケイ酸塩鉱物の量, 生成する粘土鉱物の量, 溶解するケイ酸や石灰石の量が算出できることになる。風化されたケイ酸塩鉱物および生成される粘土鉱物をそれぞれ鉱物の和の形で示すと, (モンモリロナイト)/(カオリン)の量比を 4/1 とおいても 9/1 とおいても, ほぼ同じ値がえられる。

(3)項で述べたように岩石は CO₂ と H₂SO₄ によって風化されるものと考えられる。日本と全世界について計算した結果を第 6 表および第 7 表に示した。代表的な日本の 212 河川流域について私は既に計算して発表したがこのでは日本各地方についてまとめた結果を第 8 表に示した。

第 4 表 世界における岩石から陸水に溶け出る主要化学成分量(kg/year)

	海水中に供給される化学成分量 (A)	海水飛沫に由来する化学成分量 (B)	海水飛沫起源を除いた供給量 (C)=(A)-(B)	大陸上の岩石から溶け出た量 (D)
溶存 SiO ₂	42.6×10 ¹⁰	0	42.6×10 ¹⁰	43×10 ¹⁰
HCO ₃ ⁻	190.2×10 ¹⁰	0.2×10 ¹⁰	190×10 ¹⁰	190×10 ¹⁰
SO ₄ ²⁻	36.7×10 ¹⁰	3.5×10 ¹⁰	33.2×10 ¹⁰	33×10 ¹⁰
Cl ⁻	25.4×10 ¹⁰	25.4×10 ¹⁰	0	0
Ca ²⁺	48.8×10 ¹⁰	0.5×10 ¹⁰	48.3×10 ¹⁰	50×10 ¹⁰
Mg ²⁺	13.3×10 ¹⁰	1.7×10 ¹⁰	11.6×10 ¹⁰	12×10 ¹⁰
Na ⁺	20.7×10 ¹⁰	14.1×10 ¹⁰	6.6×10 ¹⁰	4×10 ¹⁰
K ⁺	7.4×10 ¹⁰	0.5×10 ¹⁰	6.9×10 ¹⁰	8×10 ¹⁰
懸濁物質	830×10 ¹⁰		830×10 ¹⁰	830×10 ¹⁰

(北野 康, 1980)

第 5 表 陸水による岩石の化学的風化過程

2KMg ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂ +14CO ₂ +7H ₂ O (黒雲母) → Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ +6Mg ²⁺ +2K ⁺ +4SiO ₂ +14HCO ₃ ⁻ (カオリン)	(1)
2KAlSi ₃ O ₈ +2CO ₂ +3H ₂ O (正長石) → Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ +2K ⁺ +4SiO ₂ +2HCO ₃ ⁻ (カオリン)	(2)
1.61Na _{0.62} Ca _{0.38} Al _{1.38} Si _{2.62} O ₈ +2.20CO ₂ +3.30H ₂ O (斜長石) → 1.10Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ +1.0Na ⁺ +0.61Ca ²⁺ +1.99SiO ₂ (カオリン) +2.20HCO ₃ ⁻	(3)
1.61Na _{0.62} Ca _{0.38} Al _{1.38} Si _{2.62} O ₈ +1.90CO ₂ +1.90H ₂ O (斜長石) → 0.95Ca _{0.17} Al _{2.33} Si _{3.67} O ₁₈ (OH) ₂ +1.0Na ⁺ +0.45Ca ²⁺ +0.72SiO ₂ (モンモリロナイト) +1.90HCO ₃ ⁻	(4)
CaCO ₃ +CO ₂ +H ₂ O→ Ca ²⁺ +2HCO ₃ ⁻	(5)
SiO ₂ (石英または非晶質ケイ酸)+H ₂ O → H ₄ SiO ₄ (SiO ₂ と書くことがある)(溶存ケイ酸)	(6)

(R. M. GARRELS, F. T. MACKENZIE, 1967)

第6表 世界および日本の陸水中に二酸化炭素によって風化または溶解する鉱物量とそれに応じて生ずる粘土量

	世界の陸水 (t/y)	日本の陸水 (t/y)
風化したケイ酸塩鉱物 (雲母+正長石+斜長石)	135×10^7 $(80 \times 10^7 + 10 \times 10^7 + 45 \times 10^7)$	29×10^6 $(6 \times 10^6 + 3 \times 10^6 + 20 \times 10^6)$
陸上で生成する粘土	60×10^7	15×10^6
溶解する石灰岩	80×10^7	4.5×10^6
ケイ酸塩鉱物と石灰岩から 溶け出る Ca^{2+} の量比	7 : 93	38 : 62

(北野 康, 1980)

第7表 世界および日本の陸水中に二酸化炭素および硫酸によって風化または溶解する鉱物量とそれに応じて生ずる粘土量

	世界の陸水 (t/y)	日本の陸水 (t/y)
風化したケイ酸塩鉱物 (雲母+正長石+斜長石)	135×10^7 $(80 \times 10^7 + 10 \times 10^7 + 45 \times 10^7)$	29×10^6 $(6 \times 10^6 + 3 \times 10^6 + 20 \times 10^6)$
陸上で生成する粘土	60×10^7	15×10^6
溶解する石灰岩	110×10^7	9.5×10^6
ケイ酸塩鉱物と石灰岩から 溶け出る Ca^{2+} の量比	5 : 95	23 : 77

(北野 康, 1980)

第8表 河川水の化学組成を基にして算出した本邦各域で1年間に風化変質および溶解する鉱物量、生産される粘土鉱物量および岩石から溶出する元素量

地域	河川水中の HCO_3^-			生産される粘土量 (カオリン+モンモリロナイト)		風化変質する鉱物量 (雲母+長石)		面積 km^2	流量 $10^6 \text{ m}^3 \text{ y}^{-1}$
	mg l^{-1}	$\text{t y}^{-1} \text{ km}^{-2}$	10^3 t y^{-1}	$\text{t y}^{-1} \text{ km}^{-2}$	10^3 t y^{-1}	$\text{t y}^{-1} \text{ km}^{-2}$	10^3 t y^{-1}		
北海道	22.3	20	14,200	30	26,000	60	43,500	78,500	63,900
東北	12.6	10	8,600	30	19,300	50	32,700	66,900	67,900
関東	30.0	30	10,200	40	13,200	70	22,700	32,200	34,100
中部	20.1	20	11,300	30	14,700	50	25,000	47,200	56,100
近畿	16.9	20	5,400	30	8,200	50	13,600	27,200	32,100
中国	17.1	20	6,400	30	10,300	50	16,900	31,700	37,500
四国	22.6	30	5,100	30	5,300	50	8,900	18,800	22,500
九州	29.9	40	18,300	90	35,700	140	59,500	42,000	61,100

北野康, “炭酸ガスの化学”(長哲郎編, 共立化学ライブラリー11), 共立出版(1976)より

(5) 水質からみた地盤の安定度推定 — Case Study —

結果の一部を紹介したい。

(a) 静岡県 竜山村

第3図から第11図までを御覧頂きたい。崩壊面積と谷密度、高度、起伏量(第3, 4, 5図)などとの関係よりは天然水中の $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ 濃度、風化される造岩鉱物量または生成される粘土量と崩壊面積との間の関係(第6

～ 11 図参照)の方がより確実に有用な情報を示すようである。

(b) 天竜川上流域

母岩がケイ酸塩鉱物と石灰石から構成されていることが水質から明らかに確認された。崩壊量と生成粘土量との関係を書いてみると、生成される粘土量が或る量に達するまでは崩壊は起きないが、或る量を超えると、粘土生成量にはば比例して岩石崩壊量が大きくなることが分った。また流域群によってその“或る量”の大きさが違ってくることが分った。これは土地の傾斜の違い等によるようである。

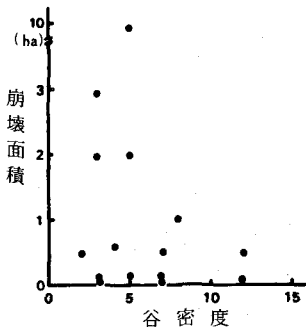
(c) 伊豆半島

気体(Ar, He, H₂ など)を含めた水質(主として陰イオン)から地震予知をしたいという線の仕事が活発に行われている。地下水と地震という課題にとってはそれも大変重要である。しかし地震災害のうち最も大きい一つが崩災であることを考えると、以上述べた方法できめの細かい地盤安定度を示すマップを予め作っておくことは有意義であろう。私どもは伊豆半島全域にわたって調査し、その成果は論文印刷中(Jap. J. Limnology)である。

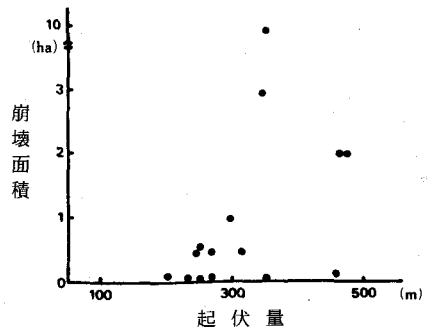
(d) 長野県鬼無里, 新潟県東野名および湯本地域などの地すべり地帯

Jap. J. Limnology 及び地球化学誌に報告したが、地すべり地帯では常に地下の基盤岩石の粘土化が大変活発に進行していると推論できた。

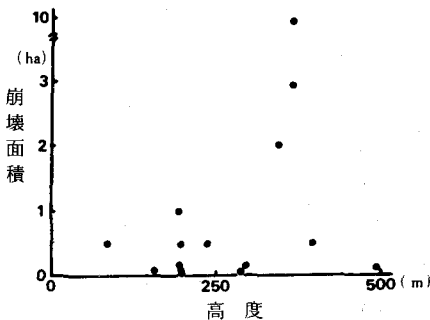
以上の Case Study を通し、天然水中の $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ 濃度(簡便には $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 濃度でもよい)を知ることとは、地盤安定度を知るうえで大変実地的であり、かつ有効であるという結論がえられた。



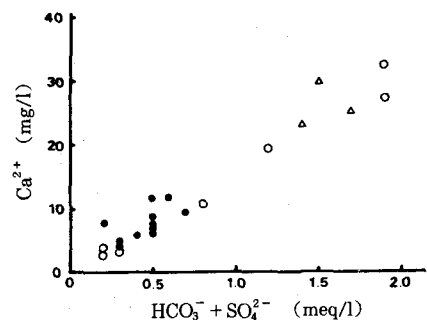
第3図 谷密度と崩壊面積との関係



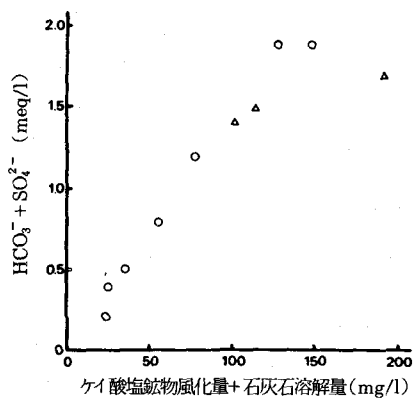
第5図 起伏量と崩壊面積との関係



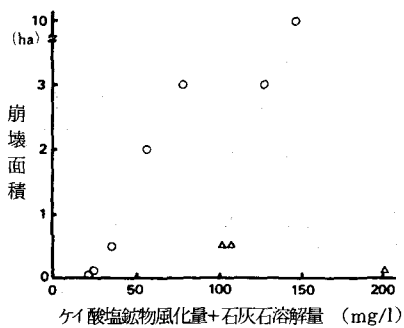
第4図 高度と崩壊面積との関係



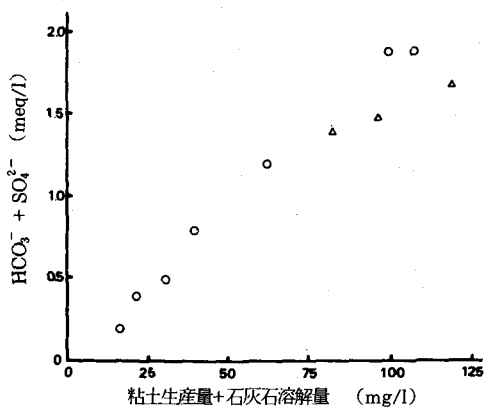
第6図 天然水中の $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ と Ca^{2+} 濃度との関係



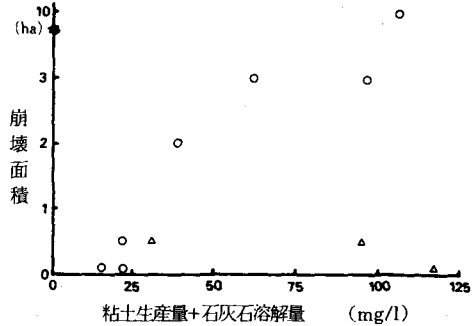
第7図 ケイ酸塩鉱物風化量+石灰石溶解量と天然水中の $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ 濃度との関係



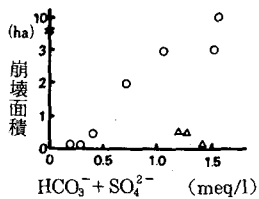
第9図 ケイ酸塩鉱物風化量+石灰石溶解量と崩壊面積との関係



第8図 粘土生産量+石灰石溶解量と天然水中の $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ 濃度との関係



第10図 粘土生産量+石灰石溶解量と崩壊面積との関係



第11図 崩壊面積と天然水中の $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ 濃度との関係