

地震予知観測の基礎的問題に関するノート

小 鯛 桂 一 (環境地質部)

Keiichi KODAI

I 地下水水質変化解析の基礎理論としての拡散*と分散**

I-1. はじめに

拡散と分散の現象は石油の産出と深く関係するため古くから石油化学工業方面で研究されていて文献の数も多い。近年 原子力工業での放射性廃棄物の地下貯蔵問題や土木工業に関係する埋設物の地下汚染問題を解決するために拡散・分散の研究は一層進展してきている。

一方 この問題は地震予知のための地下水水質濃度変化の観測における解析上の基本問題に係わるので重要と思われる。地震の前兆を検知する立場からすると 拡散・分散が大きい方がその分迅速に検知できる場合と逆に拡散・分散が小さい方が微弱な濃度差を稀釈されることなしに測定できるので検知しやすい場合の両面が考えられる。このような観点で拡散と分散の理論は地下水水質変化解析上の基礎となる (図-I-1 参照)。

I-2. 多孔質岩中の拡散

I-2.1 Fick 拡散式の応用

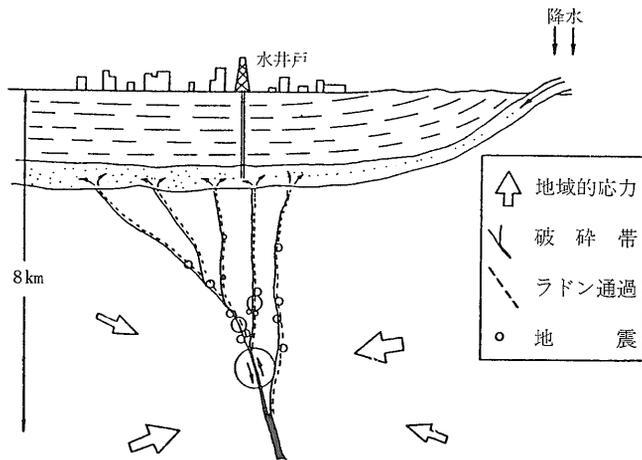
多孔質岩中の溶質の層流移動はダルシー則にしたがう流動と拡散・分散の両成分からなる。このうちの拡散は熱伝導における熱分子のランダム移動と似ている。

Fick はフーリエの熱伝導式を適用して 拡散基本式を導いた。

この式は等温・等圧下でもし流体混和において量的変化がないとするならば ある任意面を越える1成分の拡散物質の正味移動率は 濃度勾配に比例するとする Fick 第2則の仮定に基づく。SHRONDER et al. (1965) はこれの水中ラドン濃度変化に關係する定常式を示した。

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \lambda C + P = \frac{\partial C}{\partial t} = 0 \dots \dots \dots (1)$$

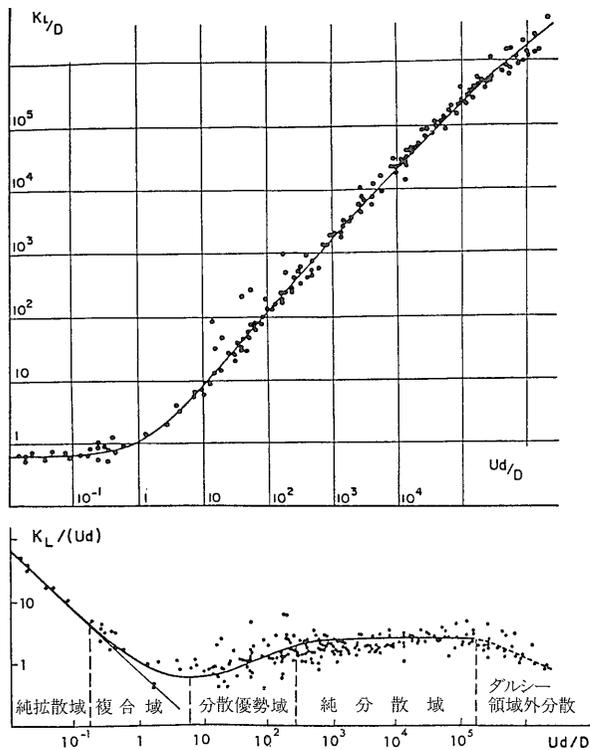
ここに D は拡散係数と呼び 濃度のスペース勾配で分けた単位断面積当りの拡散距離の移動率として定義される (cm^2/sec)。 C は 拡散濃度 λ は放射線壊変定数



第 I-1 図 タシケント地下水盆中ラドン放出機構の概念図 (Ulomov and Marashev による)

* 拡散 (diffusion) ……静止または非常に低流速の混合流体中のイオンや分子の濃度差がランダム動により平衡に近づく移動現象で各物質の均一媒体中の拡散率は後述する Fick の法則から導びかれる

** 分散 (dispersion) ……異質流体が各種の媒体構造条件下で 流体流や振動などの外力により 機械的と物理化学的の両現象で混和する過程をいう



第 I-2 図 (上) ペクレ数 (U_d/D) と関係する K_L/D の変化傾向
(下) 拡散と分散の領域 (Fried and Combarous による)

(1/sec) そして P は放射線拡散産出率 (c/cm²·sec) である。

JUNGE (1963) はまた 断層帯の放射線上昇を想定して 拡散係数と間隙 a が一定の場合の拡散濃度解析のための近似式を得た。

$$C = \frac{a}{\lambda} \left[1 - \exp\left(-\sqrt{\frac{\lambda}{D}} x\right) \right] \dots\dots\dots(2)$$

I-2.2 拡散と間隙率・流速などとの間の関係

拡散は時間に強く依存するので 静止または非常に低い流速 (レイノルズ数が 10⁻³ 以下) の場合のみ優勢となる。GARRELS (1949) は拡散による移動率が水分 透水性や固体性質とは無関係に方位的な有効間隙率 (φ_{eff}) との間に直線関係のあることを示した。KINKENBERG (1951) の他多くの研究者は多孔質体中のみかけ拡散係数を D, 多孔でないマトリックス中の拡散係数を D₀ とするとき その比と地層比抵抗係数 F や間隙率との間に次の関係があることを示した。

$$\frac{D}{D_0} = \frac{1}{F \cdot \phi} \dots\dots\dots(3)$$

この比は硬岩中で顕著に小さいが未固結岩において 0.6~0.7 の値であるといわれている。

I-3. 多孔質岩中の分散

前節では分散研究の歴史的視点であった流体移動のない場合の拡散について学んだ。分散は多孔質体の粒径とその分布性によっても異なるが移動速度と大きな相関性がある。したがって 分散係数は移動速度が非常に低いときは拡散係数とほぼ等しいが もし多孔質体を通じる流体流があれば そこには 追加的混和が生じる。

FRIED and COMBARNOUS (1971) はペクレ数と関係する縦分散係数* と拡散係数の比の変化傾向およびその分散領域を多数研究者のデータを基に作図しこれを示した (図 I-2)。

図中から 分散は拡散だけの値よりも通常数倍以上大きいことが知れよう。

異質等方媒体中の分散定常式は次に示される。

$$K_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + K_t \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} - U \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t} \dots\dots\dots(4)$$

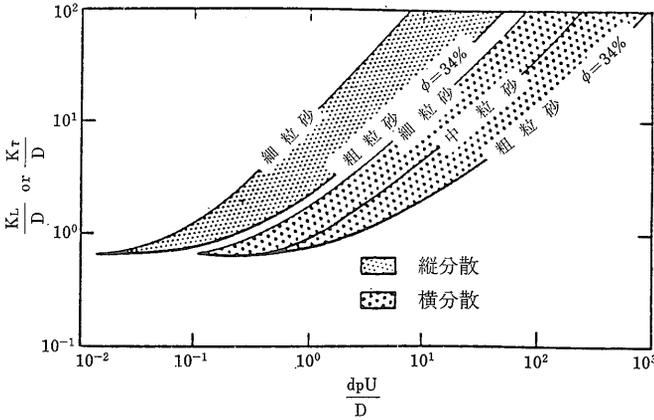
ここに K_L と K_t は縦と横の各分散係数 (cm²/sec) である。U は流体の平均移動速度 (cm/sec) を示す。ただしこれは多孔質体中の微視的レベルの質量平均速度を意味し 巨視的レベルでのダルシー速度 V とは U = V/φ の関係になる。式(4)の関係変数として 粒径とその分布性 媒体中経路のねじれ量 (流体がある距離を移動するときその実平均移動距離は統計幾何学的にみて約 √2 L 倍になる) 液相中のガス混入などが挙げられる。ガス混入は気泡場所にもよるが一般に分散を減じる傾向があり ORLOB and RADHAKRISHNA (1958) は間隙中 10% の空気分増大は分散性を半減させるが 少量のガス混入 (全間隙率の 5% 以下) では分散に無影響であることを示している。

I-3.1 縦分散

横分散を考えないで 速度移流係数を加えた縦分散定常式は拡散定常式と類似する

$$K_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t} \dots\dots\dots(5)$$

* 縦・横分散係数……平均速度が均一方向のとき 同方向の分散を縦分散といい 直角方向のそれを横分散という。



第 I-3 図 各種砂粒度の縦・横分散係数の範囲 (Blackwell による)

実際問題の解析には数値モデルが多く用いられる。しかし問題の概略を知ろうとするには解析モデルの方が便利で都合よい。すなわちこのモデルは単純仮定を設定することにより適用条件に制約を生じるものの計算が容易なので便利である。

ARIS and AMUNDSON (1957) をはじめとする多くの研究者は C を定数 dp を粒子径 そして σ を媒体の異質性係数とすると $K_L = CU\sigma dp$ の関係があり C は 0.5 であることをつきとめ 最終的に $K_L = 0.5U\sigma dp$ の関係式を示した。後に PERKINS and JOHNSTON (1963) は $2 < (U\sigma dp)/D_0 < 50$ の範囲における未固結砂の粒径ランダム分布の場合に $K_L = 1.75Udp$ であることを示した。これらから $\sigma = 3.5$ になるが 均一な粒径分布の場合は $\sigma \leq 1$ の小値となる。

以上 これまでの拡散と分散についての説明から トータルな縦分散係数は次式で示される。

$$K_L = \frac{D}{F\phi} + 0.5Udp \dots\dots\dots (6)$$

また 先の分散定常式(5)で 単純モデルにおける流体移動境界座標 $x-Ut$ を導びくと 縦分散の溶質濃度分布を解くための補誤差関数の形の近似式が得られる (NIELSEN and BIGGER, 1962)

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left(\frac{x-Ut}{4K_L t} \right) \dots\dots\dots (7)$$

ここに $\operatorname{erf}(x)$ は誤差関数と呼ばれる。そして $1 - \operatorname{erf}(x)$ は $\operatorname{erfc}(x)$ と等しくこれを補誤差関数と呼ぶ。流体流の平均濃度はガウス分布 (正規分布) にしたがる。誤差関数はこのガウス分布で記される観測に対して 一回の観測誤差の限度内に入る確率を与える関数である。そしてこれは多孔質体に近似でき その算出値は Six-Figures Mathematics Table (1949), 518

p, 中にみることができる。

I-3.2 横分散

DE JONG (1968) は横分散が縦分散よりも小さいことを初めに示し等濃度曲線の長軸が流向につくられる楕円形になることを理論づけた。BLACKWELL (1962) は各種の砂の粒度に対する縦・横の分散係数の代表的範囲を示した (図-I-3)。

これは各種砂層の分散度を見積る目安として利用できる。なお HARLEMAN and RUMER (1963) は孔幾何学に依存する縦と横の粒度係数の比を α 指数定数を n (通常 0.5 前後の値) とするとき縦横分散係数比 $K_L/K_H = \alpha U^n$ の関係にあることを示している。

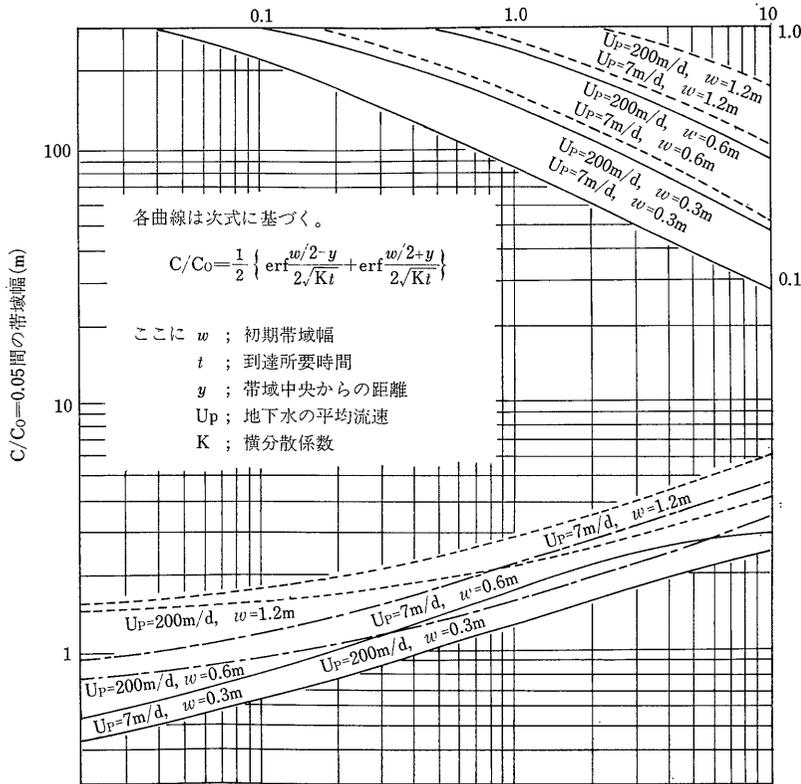
一方 SYMPSON (1962) は室内カラム実験により レイノルズ数が $4 \times 10^{-2} \sim 1.0$ 範囲の 同質帯水層中流体移動を想定して横分散濃度の距離による広りを試算している (図-I-4)。

この図から 流体移動の帯域幅は分散係数 流体分布距離と時間に依存することがわかる。

I-3.3 異質媒体および破碎岩中の拡散・分散について

これまで 混和流体の分散理論は多くの場合室内カラム実験を通して同質の多孔質媒体中流体移動に対して進展してきている。しかし 同質の分散性においてもカラム実験と野外実験とは 前者の方が小値を示す傾向がある。また SKIBITZKE and ROBINSON (1961) が報告しているように 異質媒体中流体流の分散性は同質媒体中のそれと比べてはるかに支配的であり 異質と同質間の相関性は非常に低い。

破碎岩もまた異質媒体の範疇に入るが 破碎岩中の地下水流は SNOW (1968) WITHERSPOON et al. (1980) 他による 平行平板理論にみられる 流率の 3 乗則 (地質ニュース No. 371 p. 23-24 参照) から知れるように 例え多



第I-4図 イメージ帯水層中の分散と距離との関係 (Simpson による)

孔質体間隙率と比べて非常に小さい間隙率の僅かなすき間幅でも流率は大きくなる特徴がある。 破碎部分は主要な地下水流路となり分散移動を担う一方で 極く微小な間隙率をもつ母岩もまた多少の拡散部分を担うものとみられる。 以上のような理由で破碎岩中の分散は多孔質体中の分散と全く異なる。 また破碎岩の地下水貯留容量は多孔質岩のそれに比べ一般に小さいため 破碎間隔が小さいほどこれに沿う流体流の大きな貫入距離を生むと共に迅速な濃度増大を生む。 そして早やかに平衡に達するものと推察される。

しかし破碎岩中の拡散・分散の研究は 放射性廃棄物の地下貯蔵やその他の地下汚染問題と関係して やっとその途について間がないため未だ理論的に確立されていない面が多い。 したがって 現段階ではとりあえず 岩石の破碎状態を巨視的および統計的にとらえることにより 多孔質体中の分散理論の応用が可能かどうかについての研究の詰めが急がれている。

II. 電気検層法の応用原理について

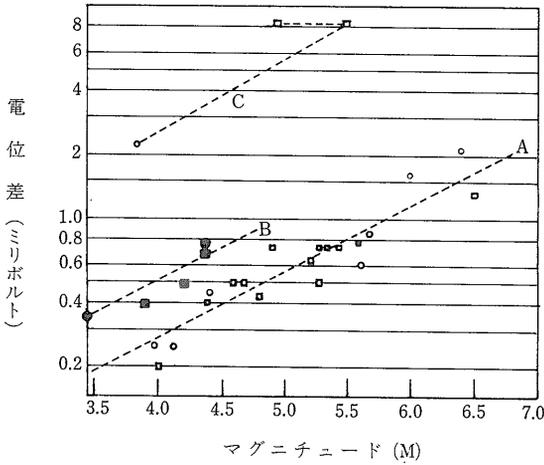
II-1. はじめに

地震の前兆現象を地質調査手法の一つとして発達してきた物理探査技術を応用してとらえようとする試みは世界的に行われている。 外国を含む外部の幾つかの研究

関がこのうちの地表電気探査法を応用しているのに対して地質調査所では電気検層法(孔井内を垂直方向に電気的測定を行う方法)の応用により自然電位とノルマル比抵抗の定位連続観測を静岡県下の2ヶ所で実施している。 このように 測定方法に若干の差異はあるものの 地震の前兆を電気的にとらえようとする基本原理は共通点も多い。 以下は観測データ観析に必要な原理的問題について断片的にレビューする。

II-2. 自然電位の変化

自然電位はある2点間の電位差の測定から見積れる。 電位差は普通数10mV/km前後であるといわれている。 この自然電位は電気化学的と流動の二つの電位を含む。



第II-1図 ギリシャ Kefallinia 地域の地震による電位差とマグニチュードの関係 (A, B, C, は震央からの距離の違いを示す; A=120km, B=50~65km, そしてC=10 ± 5 km)

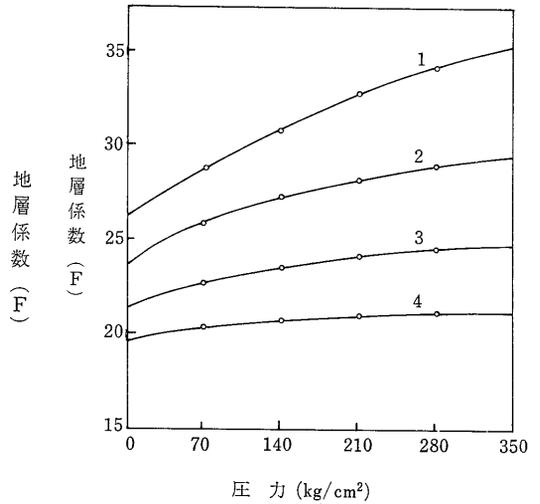
電気化学的電位は異なる塩効力による電極と電解液と導電性としての粘土と孔内水と砂の3相で構成する電荷と分子質量に依存する陽イオン交換容量の差でありこの現象は粘土の存在 その種類と化学的構成を考慮することで理解することができる (例えば 電気化学的電位は粘土のイオン交換量にほぼ比例するので モンモリロナイトはカオリナイトよりも活性的であり また 含水率の低い固結性粘土岩や砂質粘土岩はさらに低い活性である)。

一方 流動電位は深部地層の圧力差により固相と液相が相対運動する際に磁場の攪乱で生じる誘導電流が その運動方向に圧力差とほぼ比例的に発生するもので 透水性の低い地層ほど そして孔内水比抵抗が高いほど発生率が高いといわれている。 この流動電位は深部岩石の貧弱な導電性 (高比抵抗) 故に 破碎岩割れ目や多孔質間隙中の地下水を通じて移動するものとみられる。

通常 流動電位成分は電気化学的電位成分に比べて微弱であるが 地震と関係する地殻変動圧力により比較的大きな流動電位を発生するものと推定される。 地震による電位差変化の観測はこのメカニズムを利用している。

過去において この地震に先行した電位の異常変化をキャッチした例は少なくない。

最近 VAROLOS and ALEXOPOULOS (1984) はギリシャの18ヶ所の観測点で 水平スパン50m間の電位差測定を継続した結果から 6-115時間の前兆時間と1分から1.5時間までの前兆持続時間の範囲を報告している。 さらに 地震による電位差変化と震央の方向的および距離 (r) 的な関係について検討している。 これによると



第II-2図 圧力による地層係数の変化 (1~4までの曲線は米国内の粘土含有量の異なる各種砂層の差を示す)

1) 一般的に断言することはできないが ある測線で記録した電位差 (ΔV) は $r \geq 50$ km に対して $1/r$ 則にしたがった。

2) ある測線で r が一定のとき マグニチュード (M) と比例関係にある (第II-1図)。このことから $\Delta V \cdot r$ の指数値とMの関係プロットするとき 同一勾配をもつ線形関係にあることが示される。

他方 観測データの解析面では ノイズエラー除去が問題となる。 すなわち 降水や気温変化などの原因による浅部からの地下水移動で生じる流動電位ノイズが比較的大きくその除去を要する。 また電位電極は液体浸透度 地層密度 粒径を含む電解液にさらされる単位質量当りの表面積が大きいほど導電性が大きい。 岩相中の pH 度 塩素イオン濃度 温度 岩相の水分や酸性度などが電極周辺の腐食活性度を左右するため 長期観測上不安定になりがちで 電極材料の選定とその管理方法が検討されている。

II-3. 岩石比抵抗の変化

II-3.1 地層係数について

岩層中の間隔水の塩素イオン濃度を変化させても岩石比抵抗 (ρ_r) と間隙水比抵抗 (ρ_w) の比は一定関係にありこの比を地層係数 ($F = \rho_r / \rho_w$) と呼ぶ 含流体多孔質岩の電気比抵抗を議論する際に特に有効とされている。

ARCHIE (1942) はこの 岩石比抵抗と間隙率 (ϕ) 間の経験的關係としてmを指数とするよく知られた $F = \phi^{-m}$ な

る関係式を示した。この指数は膠結係数 (cementation factor) と一般に呼ばれる。しかし 間隙率と共に地層係数と相関性のあるこの指数値は化学的作用である膠結度の他に 物理的作用である収縮・圧密 分子系の形・種類とパッキング 孔形タイプ 導電体鉱物の存在 として孔系のねじれ (tortuosity) に影響される。“ねじれ”とは2点間の直線距離と間隙孔管の迂回経路距離の比を指し この率は膠結度や固結度に大きく支配される。したがって この物理的・統計的意味から この指数は別名“間隙分布効率” (void-distribution coefficient) とも呼ばれる。指数 m は固結砂岩の場合 1.8-2.0 間の値だが 一般的にはルーズな岩層の 1.3 から堅硬な岩層の 3.0 までの広い幅をもつ。

II-3.2 岩石の圧力歪みによる比抵抗質化

地殻変動圧力は何らかの局部的岩石歪みを生む。

FATT (1957) は粘土含有量の異なる各種の砂岩を加圧した場合 間隙率の減少は僅かだが 粒子構造の変形が大きな浸透率減少をもたらす 其の結果地層係数もしくは岩石比抵抗が増大する傾向のあることを図示した (第II-2図)。この図から 地層係数が大きいほど地層係数増加率が高く 加圧影響が大きいことがうかがえる。また 力武と山崎 (1967) は低間隙率岩層の加圧岩石歪み増倍率 $[(\Delta\rho/\rho)/(\Delta L/L)]$ と変形率 $(\Delta L/L)$ の関係を試験し 岩石変形歪みが微小のとき比抵抗は著しく変化することを示している。一方 BRACE and ORANGE (1968) は塩基性溶液が浸透した多孔質岩の導電性が 210 kg/cm^2 の圧力下でも Archie 式に順じた $\rho_c/\rho_w = \phi^{-2}$ なる式で近似できることを実証した。したがって 間隙率は非導電体からなる流体浸透岩の高圧下の比抵抗値を決定する主要変数であることがうかがえる。彼らはまた液体充滿固結岩の 100 kg/cm^2 加圧に対する間隙率の減少率は初期間隙率が大きいほど大きい概してその範囲は 0-10% であり このような間隙率の減少により地層係数は迅速に増大し FATT (1957) の結果と一致するが 部分的な液体浸透岩の場合は顕著な変化のないことを報告している。

文 献

(I)

- ARIS, R. and AMUNDSON, N.R. (1957) Some remarks on longitudinal mixing or diffusion in fixed beds; *AICHe Jour.*, vol. 3, 280 p.
- BLACKWELL, R.J. (1962) Laboratory studies of microscopic dispersion phenomena; *Soc. Pet. Eng. Jour.*, Mar., no.2, p.1-8.
- DE JONG, D.J. (1968) Longitudinal and transverse diffusion in granular deposits; *Trans. AGU*, vol. 39, no. 1, p.67-74.
- FRIED J.J. and COMBARNOUS, M.A. (1971) Dispersion in porous media; *Advances Hydroscience* ed. Chow, p. 170-282.
- GARRELS, R.M., DREYER, R. M., and HOWLAND, A.L. (1949) Diffusion of ions through intergranular spaces in water-saturated rocks; *GSA Bull.*, vol. 60, p. 1809-1828.
- HARLEMAN, D. R.F. and RUMER, R. R. (1963) Longitudinal and lateral dispersion in an isotropic porous medium; *Jour. Fluid. Mech.*, vol. 16, part 3, p.385-394.
- JUNGE, C. E. (1963) *Air chemistry and radioactivity*; Academic Press, New York, 382 p.
- KINKENBERG, L.J. (1951) Analog between diffusion and electrical conductivity in porous rocks; *GSA Bull.* vol. 62, 559 p.
- NIELSEN, D.R. and BIGGIR, J. N. (1962) Miscible displacement III (theoretical consideration); *Soil sci. Soc. Proc.*, vol. 26, no. 3, p.216-221.
- ORLOB, G. T. and RADHAKRISHNA, G. N. (1958) The effects on entrapped gasses on the hydraulic characteristics of porous media; *Trans. AGU*, vol. 39, p.648-658.
- PERKINS, T.K. and JOHNSTON, O.C. (1963) A review of diffusion and dispersion in porous media; *Soc. Pet. Eng. Jour.*, vol. 228, p.70-83.
- SCHRONDER, G.L., KRANER, H. W. and EVANS, R. D. (1965) Diffusion of radon in several naturally occurring soil type; *Jour. Geophy. Res.*, vol. 70, no.2, p. 471-475.
- SKIBITZKE, H.E. and ROBINSON, G.M. (1961) Dispersion in ground water flowing through heterogeneous materials; *USGS Prof. Paper 411 B*, p.1-8.
- SYMPSON, E. S. (1962) Transverse dispersion in liquid flow through porous media; *USGS Prof. Paper 411C*, p.1-30.
- ULMOV, V.I. and MAVASHEV, B. Z. (1971) Forerunners of the Tashkent earthquakes; *Izv. Akad. Nauk Uzb. SSR.*, p. 188-200.

(II)

- ARCHIE, G.E. (1942) The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics; *Trans. AIME*, vol.146, 54 p.
- BRACE, W.F. and ORANGE, A. S. (1968) Further studies of the effects of pressure on electrical resistivity of rock; *Jour. Geoph. Res.*, vol.73, no.16, p.5407-5420.
- FATT, L. (1957) Effect of overburden and reservoir on electric logging formation factor; *AAPG Bull.*, vol. 41, no.11, p.2456-2466.
- 力武常次・山崎良雄 (1967) 地下歪の新しい検出法: *科学*, vol 37, p.266-267.
- VAROLOS, P. and ALEXOPOULOS, K. (1984) Physical properties of the various of the earth preceding earthquakes; *Tectonophysics*, vol.11, p.73-98.