

II-340 松山平野における地下水流動解析

愛媛大学大学院 学生員 矢野 成
 愛媛大学大学院 学生員 石丸和志
 愛媛大学工学部 正会員 渡辺政広
 愛媛大学工学部 フェロー 鈴木幸一

1. はじめに

松山市を流れる重信川は標高 1,233m の東三方ヶ森に源流を持ち、山間部を南流し重信町横河原で平野部に出て扇状地を形成し表川と合流した後、東流し松山平野を貫流して伊予灘に注いでいる。1994(H6)年夏季の異常小雨によって、松山市を中心とする重信川流域の水需給が逼迫していることが明らかになった。しかし、石手川ダムの貯留水と重信川周辺の地下水とに頼っている水源の流域内での新たな開発は困難な状況にある。そこで、重信川流域内での水収支を明らかにするためこの地域の地下水流動を有限要素法によって検討する必要がある。

2. 地下水流動解析領域と境界条件

地下水流動の解析領域は図-1 に示す重信川と石手川および北東部山脈で囲まれた範囲で、面積は約 80km² である。この領域には小野川、内川、悪社川、堀越川および川付川がある。河川が地下水の流入、流出の境界であると考え、低水時には便宜的に各河川の河床高がその場所での自由地下水面とする必要がある。山地境界では、便宜的に石手川、川付川、堀越川、小野川、内川および重信川本川の上流境界での河床高を考慮して水位を仮定することにする。

3. 基礎式と有限要素分割・地層の模式化¹⁾

この解析で用いる地下モデルは帯水層と難帯水層が相互に存在する多層帯水層である。この場合、基礎式は次のようになる。

$$\text{帯水層: } \frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial h}{\partial y} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} + q_s + q_L \quad (1)$$

(不圧帯水層) $T = Kh_0$, T : 透水量係数, h_0 : 不圧地下水深, K : 透水係数, S : 有効空隙率

(被圧地下水) $T = KB$, B : 帯水層厚, S : 貯留係数

$$\text{難帯水層: } \frac{\partial}{\partial z} \left(K' \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2)$$

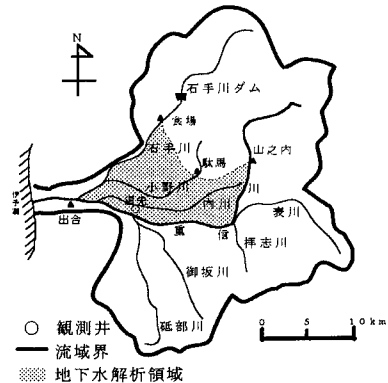


図-1 解析領域

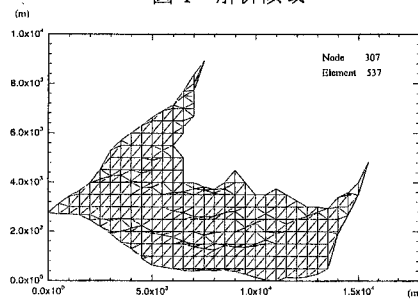


図-2(a) 水平面についての三角形要素分割

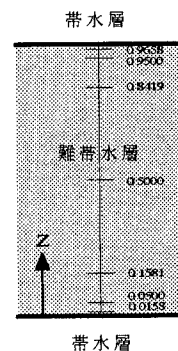


図-2(b) 線要素分割

キーワード: 地下水, 有限要素法, 準三次元, 多層帯水層

連絡先: 〒790-8577 松山市文京町3 愛媛大学工学部環境建設工学科 TEL/FAX 089(927)9831

(S_y : 単位貯留能, K' : 透水係数)

ここに, x, y : 水平座標, z : 鉛直座標, t : 時間, h : ピエゾ水頭, q_L, q_S : 単位時間, 単位面積当たりのそれぞれ揚水量および漏水流出量である。

帯水層の水平面についての三角形有限要素分割図が図-2(a)であり, 要素数が 537, 節点数が 307 である。また, 難帯水層の鉛直方向についての線要素分割図は, 難帯水層の厚さを 1 としたとき図-2(b)に示す比率で分割した要素数が 8 で節点数が 9 である。なお, 第 1 帯水層と第 2 帯水層の間に 0.5m の厚さの難帯水層があると仮定して解析を行う。計算条件は帯水層の透水係数は $1.0 \times 10^{-3}(\text{m/s})$, 難帯水層の透水係数 $1.0 \times 10^{-8}(\text{m/s})$ と仮定している。

4. 地下水流動の解析結果および考察

(a) 河川水位による地下水流速ベクトルの変化

図-3 は解析領域の河川の水位が低水時の地下水流速ベクトルである。重信川で出合を 0km とした場合の 10km 付近では平野から重信川へ水が流出していることが認められる。図-4 および図-5 はそれぞれ重信川の水位のみを上昇させた場合と低下させた場合についてであるが, 水位を上昇させた場合は特に下流部で重信川から平野に水が流出する状態がよく分かる。一方, 水位を低下させた場合, 平野部から重信川へ水が流出する状態がよく分かる。

(b) 年平均地下水位の変動

図-6 は須先の観測井での年平均地下水位変動の実測値と計算値とを比較したものである。須先の地点は図-1 に示してある。ここには載せなかったが全部で 10 カ所の地下水位観測所の水位について比較した。この図のように計算値と実測値に近い例もあるが, 全体としては観測値の大きな年変動を計算結果はあまりよく説明し得ていない。これは年平均河川水位の変動があまり大きくないことによるものであり, 河川水位の影響は全体的に見た場合にその概略は捉えられるものの, 局所的には議論できないことを示している。すなわち, 地質構造やその場所の透水係数は局所的にはかなり異なっており, ここでのような平均的取り扱いでは不十分であるといえる。また, 計算で考慮していない観測井周辺の取水井群からの揚水状態や, 地表面からの浸透量は場所的に大きく異なっていると考えられる。

参考文献

- 1) Chory, D. W. and Friend, E. O. : An iterative quasi-three-dimensional finite element model for heterogeneous multiaquifer systems, Water Resources Research, Vol.14, No.5, 1978, pp.943~952

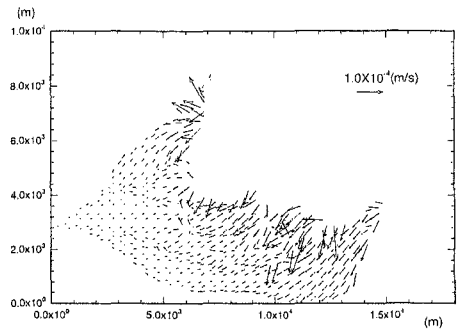


図-3 低水時における地下水流速ベクトル

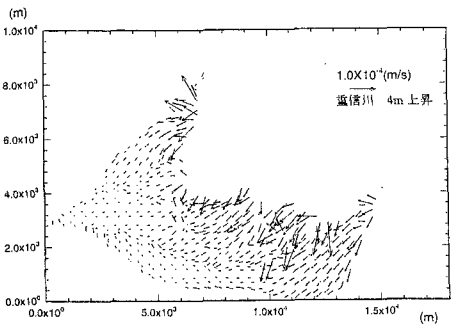


図-4 重信川の上昇による地下水流速ベクトル

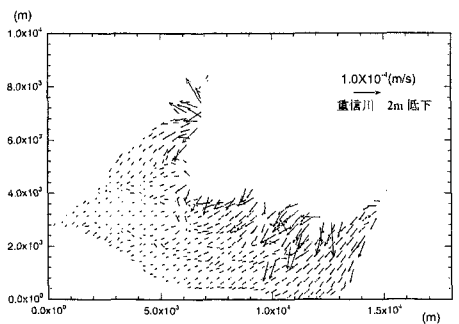


図-5 重信川の低下による地下水流速ベクトル

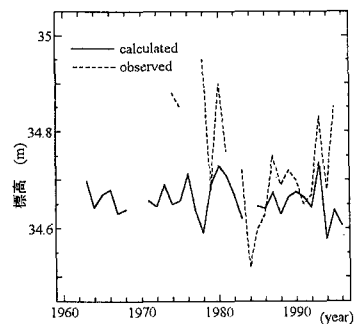


図-6 須先の地下水位の経年変化