

地下水分水界を考慮した鹿島台地流域の水収支特性

吉田武郎*・増本隆夫*・久保田富次郎*・松田 周**

目 次			
緒 言	145	1 井戸諸元調査	148
観測流域の概要	146	2 地下水流向・流速測定	151
1 流域の概要	146	3 地下水位の長期連続観測	151
2 観測方法	148	4 地下水調査結果	151
水文データの補完および推定	148	長期水収支と地下集水域の推定	153
1 雨量の補完.....	148	地表と地下の集水域の違いによる水収支特性	153
2 流域蒸発散量の推定	148	1 地下水調査結果からの考察	153
3 灌漑揚水量の推定	149	2 水収支結果からの考察	154
4 流出量の補完	149	結 言	155
鹿島湖北流域における地下水調査	151	Summary	156

緒 言

茨城県南東部に位置する北浦と鹿島灘との間に南北に伸びる鹿島台地では、天水および地下水に依存した畑作農業が行われている。鹿島台地は主に砂層、泥層からなり、関東ローム層がその上に広がっているため、透水性が高く、台地の地下水貯留量が大きいという特徴を持つ。このような台地上の畑において、安定した生産性の高い農業を行う場合、水資源の安定的確保が不可欠である。この水資源の確保のためには、北浦からの揚水、台地からの流出水の反復利用などが考えられる。そのためには、流域の流出水量や、そのうちの安定的な水資源と考えられる基底流出量を明らかにすることが求められるが、台地小流域における水循環機構は、いくつかの検討にとどまり、いまだ不明な部分が多い。台地からの流出機構に関する研究として、次のようなものが上げられる。金子・丸山（1967）は、出島台地に霞ヶ浦からの揚水によって開田された水田に着目し、i) 地下貯留とその減少速度、ii) 台地灌漑水の流出の遅れ、iii) 灌漑水量と還元水量との関係について明らかにした。その後、吉村ら（2000）により、行方台地および鹿島台地の小川川において、流量の逓減曲線について考察がなされた。

さらに、鹿島台地小流域においては、松田ら（2003a）が水文観測を継続強化し、その流出機構のモデル化を試みるとともに、地目別の蒸発散量を考慮するために渦相関法を用いて蒸発散量の推定法の検討を行った（Matsuda et al., 2005）。これらの結果を用いて長期間の水収支解析が行われ、鹿島台地小流域においては、地下集水域の広がりや地表集水域とは異なり、水循環を考える際には地下水流入量について考慮する必要があることが示された（松田ら、2003b）。

一方、台地における地下水の流動機構については、鹿島台地と同一の地層層序を持つ下総台地での研究がある。近藤（1985a）は、下総台地に樹枝状に発達した隣接する複数の小河川の基底流量を比較し、地表集水域と地下集水域が異なるということを指摘し、その原因の推定を行った。さらに、近藤（1985b）は、同台地において、地下水の環境同位体の濃度分布から地下水の流動経路についての考察を行い、i) 地下水の流動経路として水平成分だけでなく鉛直方向の動きを考慮する必要があること、ii) 地下水の流動には、地層、地質の影響より地形の影響が大きいことを示した。

しかし、推定された地下水流動はトリチウム濃度の分布からの推定によるものであり、実際の地下水の流動は測定されていない。また、流出量についても湧水期の流出量だけからの考察に限られ、長期観測等による地表集水域と地下集水域の面積の違いやそれらの関係についての推定は行われていない。

そこで本報では、鹿島台地で継続観測を行っている4流域における2001年から2004年までの水収支特性、お

*地域資源部水文水資源研究室

**北海道農業研究センター

平成18年1月10日受理

キーワード：平地湖周辺台地、水収支、地下水調査、地下水流向、地下集水域、水循環機構

よびそれらの代表の1流域における地下水調査によって明らかになった地下水流動特性を報告する。特に本研究では、安定した水資源となりうる基底流出高を流域ごとに明らかにすることを目的とし、それに基づいて地下集水域の面積の推定を行う。その解析手法として鹿島台地から流出する河川の流域外の台地上における地下水位の継続観測および主に汚染物質の拡散を調査する目的で使用されることが多い地下水の流向・流速測定を用いた。なお、本研究の一部は、茨城県からの受託研究「鹿島台地流況調査」の元に行われ、資料収集に当たっては、茨城県農林水産部農地局農村計画課および銚田土地改良事務所、ならびに銚田南部、大洋、大野、鹿嶋湖岸北部各土地改良区の協力を得た。ここに記して、感謝の意を表す。

観測流域の概要

1 流域の概要

調査対象である鹿島台地は北浦と鹿島灘に挟まれた南北に細長い台地である。台地頂部の標高は40m前後で、台地上の平坦面はゆるく西から東側へ太平洋に向かって傾斜している。台地の東側へ流下する主要な水系は存在せず、台地の西側には小河川が樹枝状に台地をきざみ、北浦周辺の標高2m~10mの低地を通して北浦に向かって流れている。

鹿島台地に分布する地層は第四紀後期更新世の堆積物で、関東南部に広がる下末吉台地、下総台地と同じ地層層序を持つ。下位より下総層群、関東ローム層で、下総層群は木下層と竜ヶ崎層に二分される。最下位に分布する下総層群木下層は下部層が泥層、中部から上部層が淘汰のよい細粒砂から粗粒砂、一部礫で構成される。その上位に分布する竜ヶ崎層は粗粒相（礫から粗粒砂）で構成され、3m~5m以上の層厚を持ち、最大層厚は10m~11mに達する。最上位に分布する関東ローム層は風成火山灰層で構成され、ほぼ均等に約3m程度の層厚を持っている。

木下層下部の泥層は不透水性であるため、地下水は木

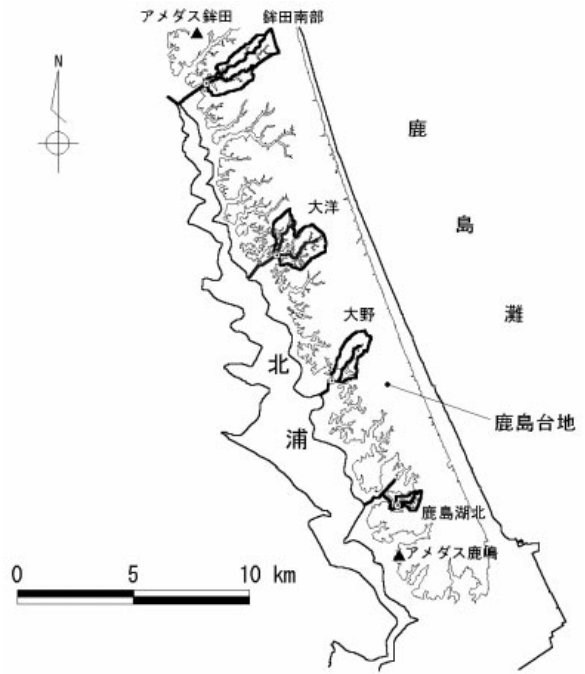


Fig.1 流域位置
Location of observation areas

下層上部砂層に賦存し、東側で薄く西側で厚く分布する。木下層上部砂層の基底は、東から西に向かって緩く傾斜している。木下層上部を構成する砂層は粒度試験から粒径の揃った均質な砂であるが、細粒分の混入も確認されている。ボーリングコアの観察から木下層上部の砂層にはラミナが確認されており、潮汐による堆積構造の形成を想定することができ、地下水の流動経路として堆積構造に留意する必要がある。

調査対象とするのは、台地西側に流れる小河川のうちの4流域であり、土地改良区の名前に従い、北から「銚田南部」、「大洋」、「大野」、「鹿島湖北」と名付ける (Fig.1)。

土地利用に関しては、谷部は水田主体の谷地田、台地部は畑が主となっており、それ以外はほとんど森林で覆

Table 1 観測流域の特性
Characteristics of the studied basin
(単位: 本川長はkm、それ以外はkm²)

	銚田南部	大洋	大野	鹿島湖北
本川長	3.70	2.37	2.28	1.37
流域面積	3.75	3.52	1.97	0.58
水田	0.40 (10.7)	0.33 (9.2)	0.27 (14.0)	0.07 (12.3)
畑地	0.86 (22.9)	0.61 (17.3)	0.31 (15.6)	0.05 (8.2)
宅地・道路	0.38 (10.1)	0.50 (14.2)	0.25 (12.8)	0.06 (10.1)
森林	2.11 (56.3)	2.09 (59.3)	1.13 (57.7)	0.40 (69.4)

ただし、()は各地目の面積率(%)

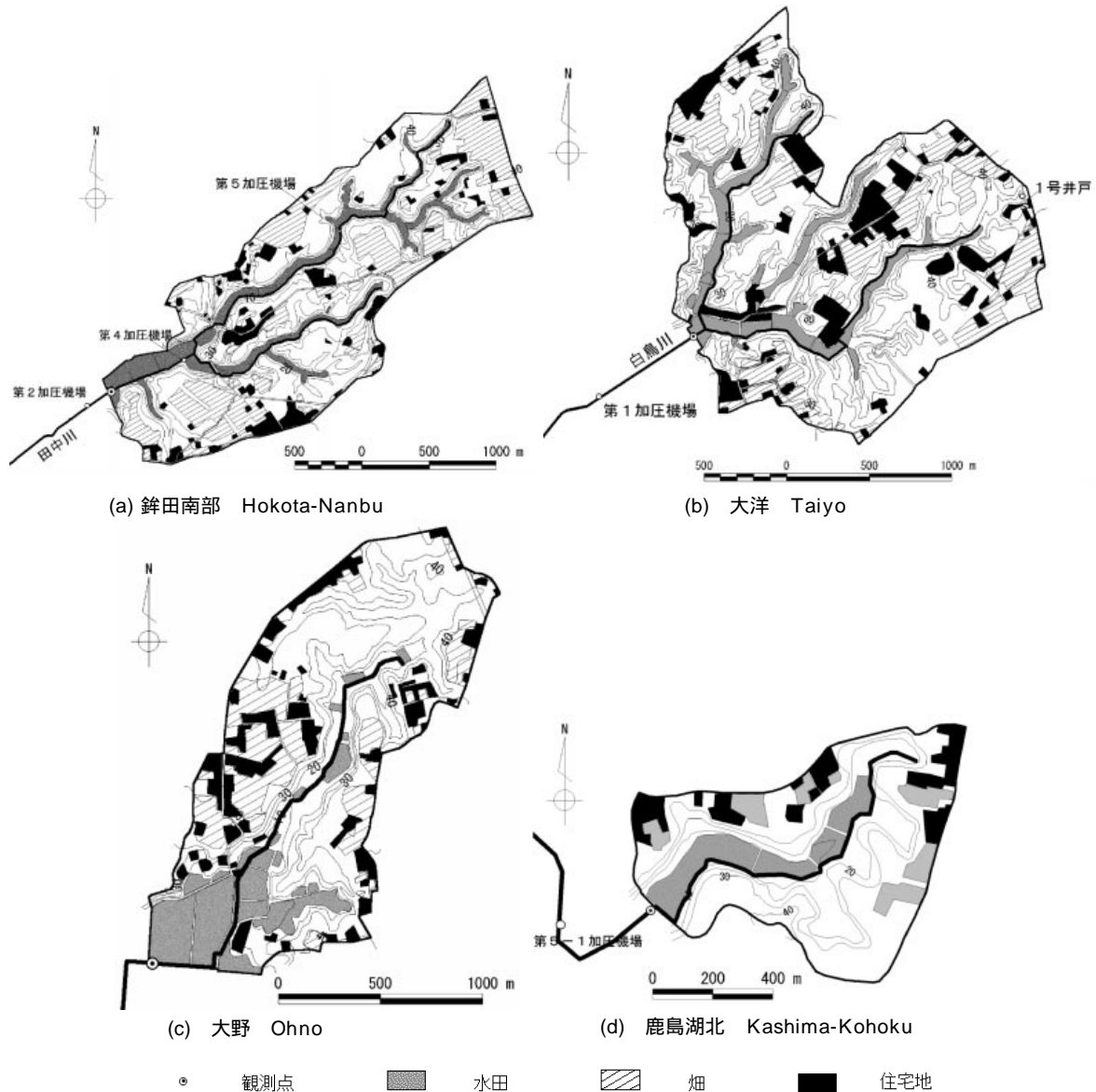


Fig.2 観測小流域の概要
Outline of each observation basin

われている。低地部では区画整備された水田が広がっている。谷地田では灌漑期に北浦から灌漑を行っており、流域内の台地上の畑地では天水のみで、営農を行っている。

観測対象流域の諸元をTable 1に示す。

流域面積はどの地区も4km²未満の小流域で、特に鹿島湖北流域は1km²未満と小さい。本川長は1~4km程度である。

a 銚田南部

銚田南部流域図をFig.2-aに示す。水利用に関しては、北浦から銚田南部第1号用排水機場で用水を汲み上げ、同第2号、4号、5号の3ヶ所の加圧機場で上流部に送水し、谷地田のほぼ全域に灌漑を行っている。流域内は台地部が広範囲を占めるため、畑地面積の割合が多い。

流域の形状は1本の本川とその支川がほぼ並行に走っている細長い流域で、本川長は3.7kmで、他の調査流域に比べて長い。標高は最高点が44m、最低点が6mである。

b 大洋

大洋流域図をFig.2-bに示す。水利用に関しては、北浦から大洋第1号用排水機場で用水を汲み上げ、同第1号加圧機場で上流部に送水している。また、流域内に深さ28mの井戸が1本あり、1年に数日稼働している。これらの施設により谷地田のほぼ全域に灌漑を行っている。

流域面積は3.5km²であり、2本の河川で形成されている。標高は最高点が44m、最低点が9mである。

c 大野

大野流域図をFig.2-cに示す。水利用に関しては、北

浦から大野第3号用排水機場で用水を汲み上げており、谷地田のほぼ全域に灌漑を行っている。流域内は低地帯が広範囲を占め、畑地面積の割合が少ない。

流域の形状は河川が中央を流れる細長い流域で、流域面積は2.2km²である。標高は最高点が43m、最低点が5mである。

d 鹿島湖北

鹿島湖北流域図をFig.2-dに示す。水利用に関しては、北浦から鹿島湖岸北部第2号用水機場で用水を汲み上げ、同第5号用水機場、第5-1号加圧機場で上流部に送水しており、谷地田のほぼ全域に灌漑を行っている。

本川長は1.4kmで、他の調査流域に比べて短く、流域面積 0.6km²も他の観測流域に比べて小さい。標高は最高点が48m、最低点が7mである。

2 観測方法

各流域の末端に観測地点をもうけ、水路の水位、雨量を観測している。水位は水圧式水位計により10分間ごとの瞬間値、雨量は転倒ます式雨量計により10分間積算値を計測した。

北浦からの揚水記録は各流域の土地改良区に揚排水機場運転データの記録を依頼し、収集を行った。アメダスデータは銚田と鹿嶋の値を用いた。観測は銚田が1978年4月から、鹿嶋が1976年1月から開始されている。

地表面の流域界は2,500分の1都市計画図と各土地改良区が保管している用排水系統図および踏査により決定した。また、流域の土地利用は2,500分の1都市計画図と航空写真および踏査より判断した。

水文データの補完および推定

観測値を用いて各流域の年別水収支を求めようとすると、各流域とも5~40%程度の欠測および異常な測定値があるために、水収支の計算ができない。そこで、雨量と流出量の欠測値の補完および灌漑水量の推定を行い、実測値に代用した。ここでは、雨量は近傍のアメダス点

日雨量より相関の程度を勘案して補完し、灌漑水量は過去のパターンを用いる。流出量は、鹿島湖北流域については松田ら(2003a)により改良された2段タンクモデル、他の流域には3段タンクモデルをそれぞれ適用して、計算値が実測値に合うようにパラメータを同定し、欠測期間の値を補完した。

1 雨量の補完

銚田南部はアメダス銚田、鹿島湖北はアメダス鹿嶋のデータをそのまま用いて補完した。大洋と大野はアメダス銚田とアメダス鹿嶋の日雨量に重み付けをして推定した。今回用いた重み付けの方法は、観測点からそれぞれのアメダス点までの直線距離の割合とした。すなわち、次式ようになる。

$$R_{taiyou} = 0.58R_{hokota-A} + 0.42R_{kashima-A} \quad (1)$$

$$R_{ohno} = 0.33R_{hokota-A} + 0.67R_{kashima-A} \quad (2)$$

ここで、 R_{taiyou} 、 R_{ohno} ：大洋、大野の推定日雨量(mm)、 $R_{hokota-A}$ 、 $R_{kashima-A}$ ：アメダス銚田、鹿嶋の日雨量(mm)。

2 流域蒸発散量の推定

流域蒸発散量の推定には、蒸発散位と実蒸発散量との間の補完的關係に基づく方法を用いた。蒸発散位は、純放射が同じ条件下では、Penman 式の大気要求項によって決まる。すなわち、温度の上昇もしくは湿度の減少により蒸発散位は高くなり、蒸発のための水分が十分に供給されれば蒸発散は多くなる。一方、蒸発散が増加すると大気は湿潤になり、蒸発散位は低くなる。

この補完的關係を用いた方法に、Morton (1978) の研究がある。Morton は上述した蒸発散位Epと蒸発量Eaの補完關係を次式のように表現した。

$$Ea + Ep = C \quad (3)$$

ここで、C: 定数。

また、水が十分に供給された広い地域からの蒸発散量Eaは、蒸発散位Epと等しいと考えられる。

$$Ea + Ep = Eo \quad (4)$$

ここで、Eo: 基準蒸発散量。この基準蒸発散量に

Table 2 各観測流域における灌漑施設諸元
Characteristics of irrigation systems in each basin

流域名	施設名	灌漑面積 (ha)	揚水量 (m ³ /s)	全揚程 (m)
銚田南部	第1用排水機場	84.0	0.322	24.0
	第2加圧機場	48.6	0.162	17.2
	第4加圧機場		0.102	24.3
	第5加圧機場		0.033	22.8
大洋	第1用排水機場	74.2	0.276	21.0
	第1加圧機場	4.8	0.173	40.0
	1号井戸	2.0	0.009	27.9
大野	第3用排水機場	66.6	0.141	37.0
鹿島湖北	第5-1加圧機場	66.3	0.230	21.8

Priestley and Taylor (1972) による平衡蒸発量を適用することで、これら補完関係式(3), (4)を解き、次式によって蒸発散量 E_a を求めた。

$$E_a = 2E_o - E_p \quad (5)$$

3 灌漑揚水量の推定

各流域では、主に4月から9月にかけて北浦を水源として、谷地田に灌漑が行われている。灌漑揚水量の推定には各流域の土地改良区が保管している揚排水機運転日誌のデータを用いた。各揚排水機の諸元は Table 2 に示すとおりである。

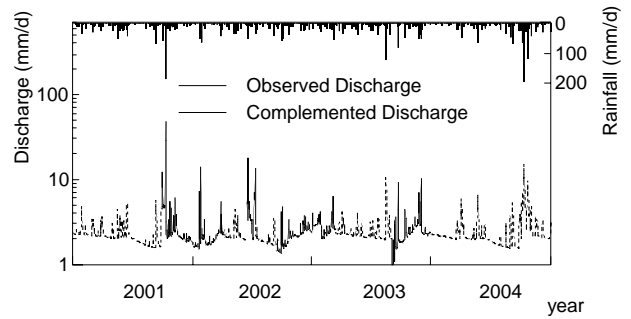
観測している流出量は、北浦からの灌漑揚水量も含んでいるので、粗流出量と呼び、この灌漑揚水量を除いた流出量は、台地のみからの流出量と考えられるので、純流出量と呼ぶ。灌漑揚水量は日ごとに変動があるため、10日間ごとに平均をとり、粗流出量から灌漑揚水量の10日間の平均値を引いて純流出量とした。

ただし、大野流域について、純流出量を求めたところ、Fig.3 に示すような流出になった。これは、大野流域の水位観測地点直上にゲートがあり、灌漑期にはそのゲートを閉め切って反復灌漑を行っていることによると考えられる。そのため、大野流域は水収支解析の対象から外した。

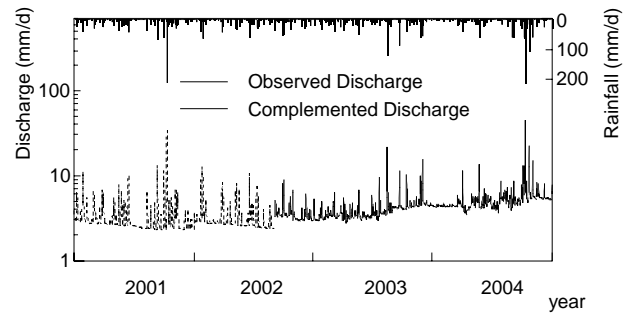
4 流出量の補完

前節で求めた純流出量の欠測を補完するために、松田ら(2003a)の開発した2段タンクモデルを用いた。このモデルは、不圧地下水成分の流出が卓越した台地からの流出において、被圧地下水成分の流出を無視する近似を行うもので、その特長は、水文データから物理性に基いたパラメータを同定できることである。

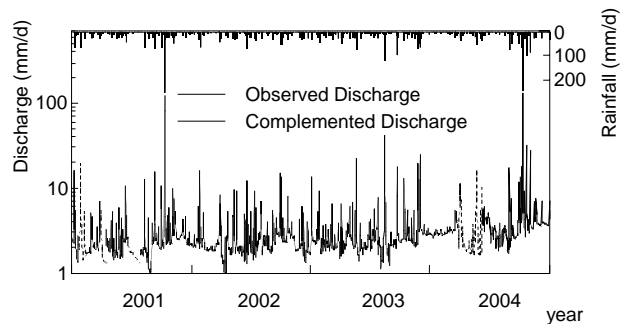
2段のタンクの構成は、各タンクの側面には河川への流出を表す流出孔が、底面には地中への浸透を表す浸透孔があり、孔からの流出(浸透)強度はタンク水深に比例するものとする。ただし、下段タンクからの流出強度は分水減水定数を用いた Ding の式(1966)に基づいて流出するものとした。上段タンク流出孔からの流出は



(a) 鉦田南部流



(b) 大洋流域



(c) 鹿島湖北流域

Fig.4 各流域における補完後のハイドログラフ
Hydrographs with missing data generated

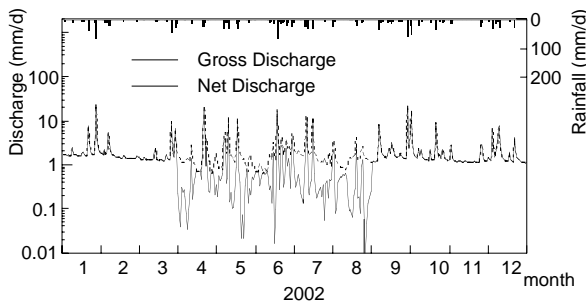


Fig.3 大野流域の粗流出量および純流出量
Gross and net discharge from the Ohno basin

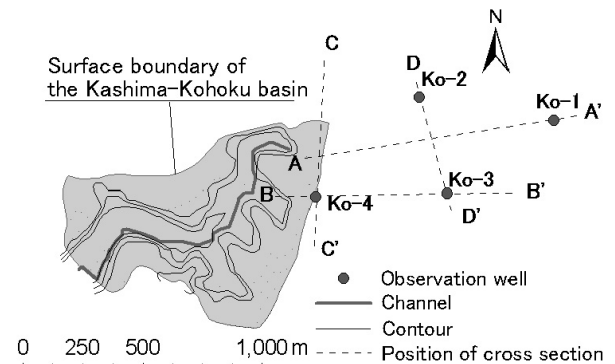


Fig.5 流域の概要図と地下水調査孔の位置
Outline of the Kashima-Kohoku basin
and locations of observation wells

速い流出成分である直接流出を表し、下段タンク流出孔からの流出は遅い流出成分である基底流出を表す。銚田南部流域と大洋流域には3段タンクモデルを用いたが、2段タンクと3段タンクの間には大きな違いは見られな

かった。

計算は1日単位で行い、銚田南部流域 (Fig.4-a)、大洋流域 (Fig.4-b)、鹿島湖北流域 (Fig.4-c) のハイドログラフをそれぞれ示す。

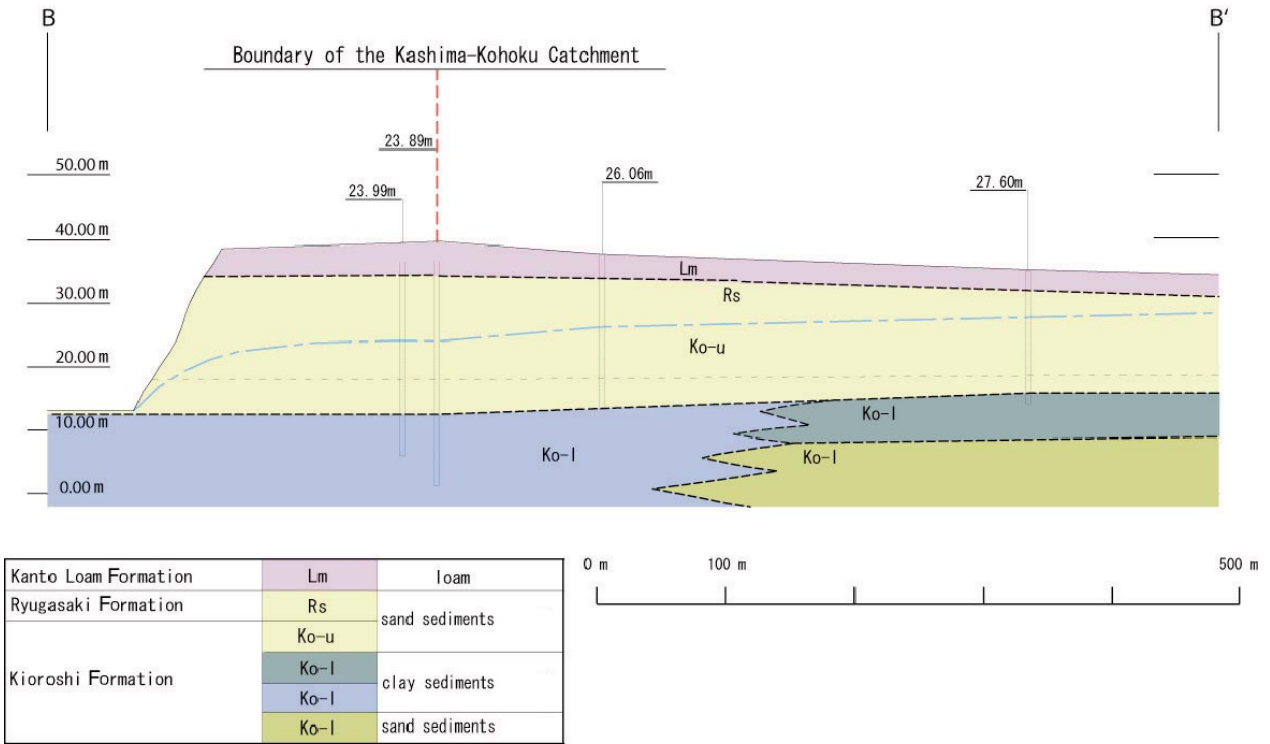


Fig.6-a 井戸諸元調査から推定したB-B' 断面の地下水位の分布
Water table estimated by observation data from existing wells

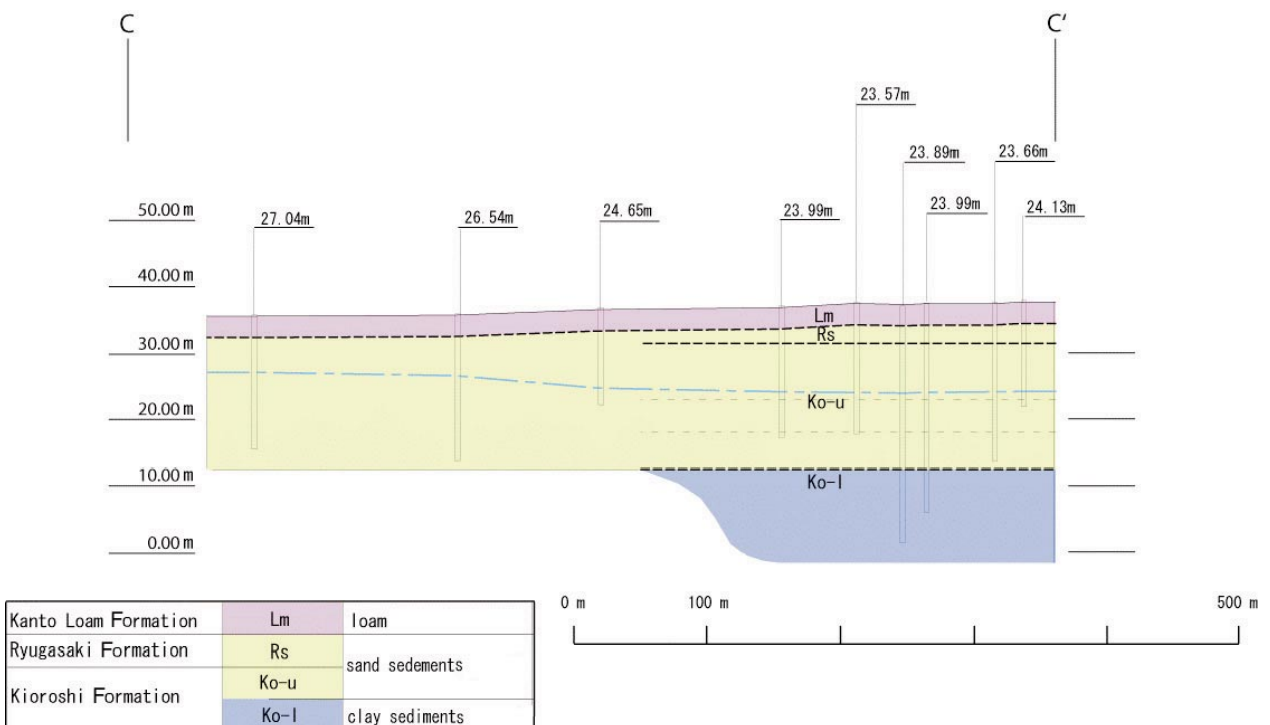


Fig.6-b 井戸諸元調査から推定したC-C' 断面の地下水位の分布
Water table estimated by observation data from existing wells

鹿島湖北流域における地下水調査

調査地区内の4流域のうち、データの欠測が最も少なく、アメダスの近くにある鹿島湖北流域を対象とし、地表集水域外の台地部における地下水流動機構を調査するために、以下のような調査を行った。調査位置と鹿島湖北流域との関係を、Fig.5 に示す。

1 井戸諸元調査

調査地の地下水分布状況、取水帯水層を把握するために、井戸の諸元（井戸深度、ストレナ区間、揚水量等）を踏査した。水位測定調査は、季節変動、気象状況などの自然条件の影響を極力小さくするため、連続する2日間で行った。

2 地下水流向・流速測定

井戸諸元調査に基づき鹿島湖北流域の地下集水域を推定し、調査孔を4地点に設置し、それぞれ Ko-1, Ko-2, Ko-3, Ko-4 と名前を付けた（Fig.5）。調査地点において機械ボーリングを行い、観測孔の保孔管として塩ビ管を差し込んだ。保孔管の孔径は66 mm、ストレナは開口率10パーセント以上である。

調査井戸孔内の流向・流速測定は、CCDカメラによる孔内流向流速計を用いて行った。CCDカメラによる孔内流向流速計の原理は、超小型ビデオカメラを観測孔内に挿入し、モニター画面上に映し出された地下水中の浮遊物をライトペンで追跡することにより、地下水の流向と流速を測定するというものである。調査孔ごとに1m間隔の深度で10回程度の測定を行った。

3 地下水位の長期連続観測

2004年7月から各調査孔に水圧式水位計を設置し、1時間毎の地下水位の長期連続観測を行った。各調査孔の深さはそれぞれ地表面から Ko-1は22.0m, Ko-2およびKo-3は21.0m, Ko-4 は36.0m であり、Ko-1, Ko-2, Ko-3 では木下層上部砂層の地下水の観察、Ko-4 では木下層上部砂層および下部粘性土層の地下水の観察を行った。

4 地下水調査結果

a 井戸諸元調査

調査地においては生活水源として上水道は使用せず地下水のみに依存しており、それらの井戸の深さから帯水層は標高15~30m 付近に分布する木下層上部砂層であることが確認された。

調査したそれぞれの井戸の地下水位から、Fig.5 に示す4断面のうち、B-B'断面とC-C'断面の地下水位の位置を推定した結果を Fig.6-a, Fig.6-b に示す。A-A'断面はB-B'断面と、D-D'断面はC-C'断面とそれぞれ同じような傾向を示した。台地内の地下水は不圧地下水であり、

地下水位の分布がポテンシャル分布を表すと考えられる。

Fig.6-a より、地下集水域が地表集水域から外に約500~1,000m 広がっていることが想定された。

b 地下水流向・流速測定

ボーリング孔における地下水の流向・流速の測定は、2004年4月4,5日に行われた。一週間前からの降雨量の累計が106mm（アメダス鹿嶋）であり、Ko-1の観測地下水位はKo-2よりも高かった。

調査地の主要地下水流動層は、木下層上部の砂層であり、Fig.6のKo-uに相当する。この層を、地質別にさ

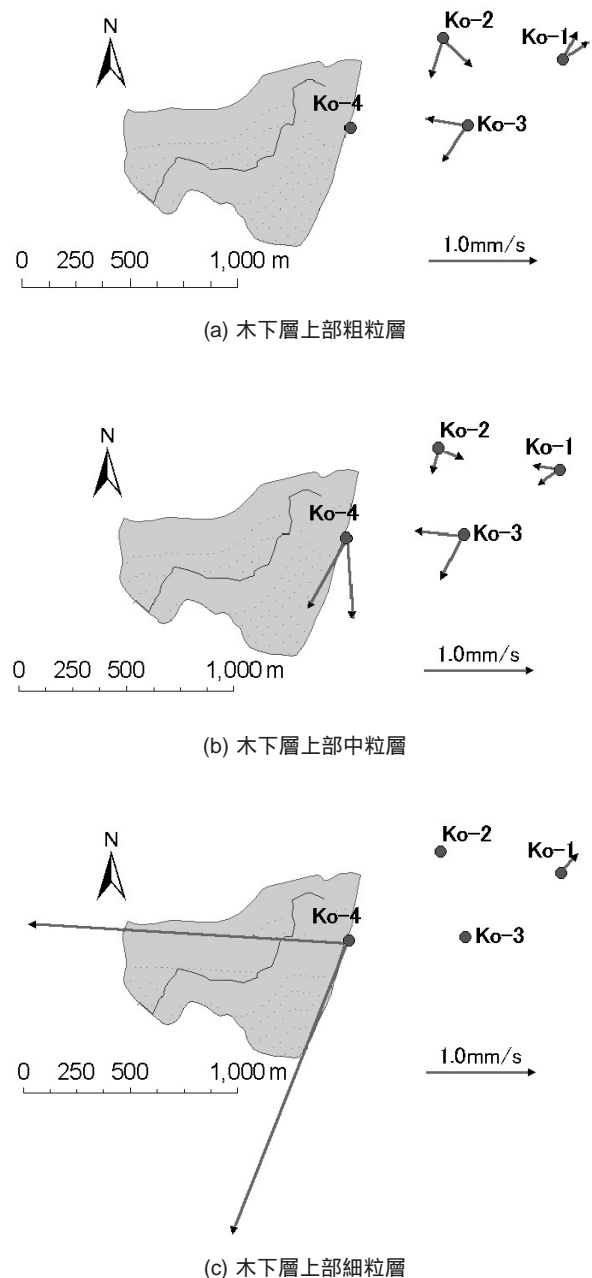


Fig.7 木下層上部の地下水流向・流速測定結果
Groundwater flow rates and directions measured
in the upper layer of the kioroshi Formation

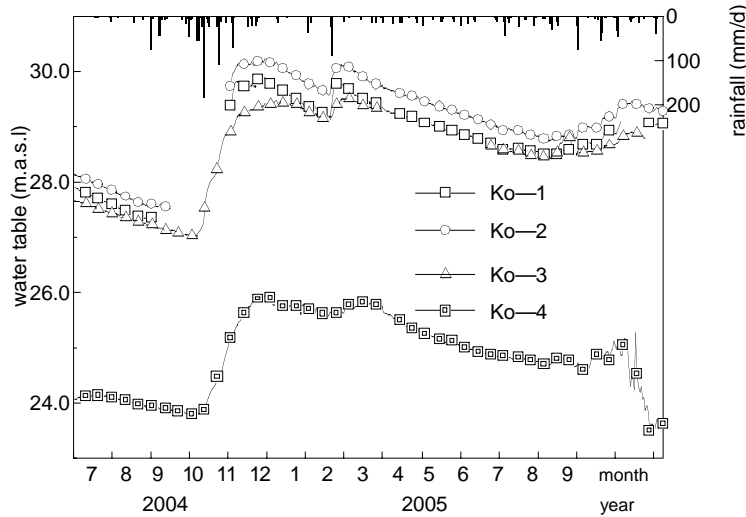


Fig.8 地下水位の観測データ
Observed data of water table from July 2004 to October 2005

らに分類すると上層から粗粒層，中粒層，細粒層に分けられる。粗粒層，中粒層，細粒層の深度は，それぞれ地表から約10～13m，13～17m，17～19mの深さである。

各深度の測定結果においては，測定流速および流向にばらつきが生じたが，木下層上部砂層の粗粒層，中粒層，細粒層ごとに整理すると，測定された流向・流速にはある傾向が見られた。各層ごとに測定流向・流速をまとめたものが Fig.7 である。その特徴は次のようにまとめられる。i) 観測された地下水の流向はKo-1, Ko-3 において鹿島湖北流域に流れ込む向き，Ko-2 においてはやや南向きであった。ii) Ko-4 の木下層上部砂層の細粒層において，Ko-2, Ko-3 の測定流速よりも1オーダー大きい地下水流速が測定された。iii) Ko-1 における地下水の測定流向は，粗粒層では流域と逆方向，中粒層では流域方向を示した。

c 地下水位の長期連続観測

2004年7月から各調査孔に水位計を設置し，調査孔内の地下水位の連続観測を行った。各調査孔内の地下水位をFig.8に示す。Fig.8よりKo-1 内の地下水位より，Ko-2 内の地下水位の方が約 0.3m 高い状態が維持されていることがわかる。ただ，降雨に対する地下水位の応答には各調査孔に差が見られ，Ko-1 は他の調査孔に比べて応答が速いという傾向が見られた。

そこで，Fig.9に2005年1月16日の単降雨(115mm)におけるKo-1～Ko-3 の地下水位応答を示した。地下水位のピーク到達までの日数は，Ko-1～Ko-4 の順に，5日後，9日後，17日後，25日後の順序となっている。この降雨時にはKo-1 の地下水位はKo-2 の地下水位を越えていないが，降雨が続くときには Ko-1 の地下水位が Ko-2 の地下水位を越えることもある。そのため，豪雨が続いたときに，Ko-1 周辺の地下水位がどのように変化するかに着目する必要がある。

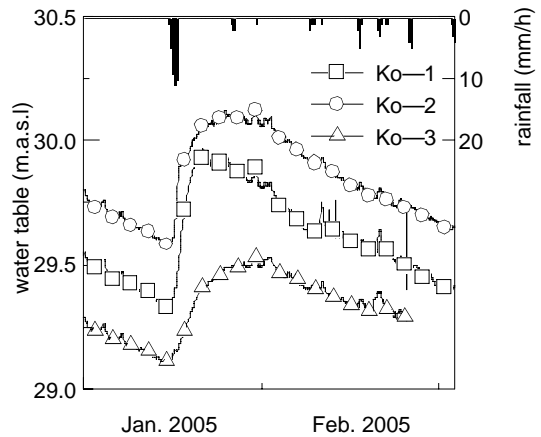


Fig.9 2005年1月～2月の地下水位変化
Observed data of water table from Jan. through Feb. 2005

長期水収支と地下集水域の推定

大野流域以外の3流域において，年別の流域水収支を計算した。これは，各流域の水収支の特徴を比較するとともに，水収支計算から地下集水域の推定を行うための計算である。

前述したように，松田ら(2003b)は鹿島台地小流域において流域蒸発散量を未知量として水収支計算を行い，水収支計算において地下水流動量を考慮する必要があることを示した。そこで，ここでは以下のような手順に従って水収支計算を行い，それらの結果を考察するとともに，その後得られた観測データを用いて地下集水域の面積を推定した。

まず，地下水流入量を未知量として水収支計算を行った。水収支式は次式で与えられる。

$$G = D + Ea - R - Ir \tag{6}$$

ここで、 G ：推定地下水流入量 (mm)， D ：流出高 (mm)， Ea ：流域蒸発散高 (mm)， R ：降水量 (mm)， Ir ：灌漑水量 (mm)。流域実蒸発散量は前述の Morton 式によって推定し、これを真の流域実蒸発散量と仮定した。次に、年間の純流出量を以下のような方法で直接流出と基底流出に分離した。純流出量の月ごとのデータから、各月の基底流量は一定であると判断されたので、各月のハイドログラフの最低流出高を基底流出量として月ごとに積算し、年間基底流出量を求めた。

ここで基底流出量を帯水層からの流出量と近似すると、地表集水域の面積ではなく、地下集水域の面積に比例すると考えられる。また、地表集水域において涵養された地下水量は、基底流出量と推定された地下流入量の差として求められる。

この関係を用いて、基底流出量と地下水流入量の推定値から地下集水域の推定を行うことができる。すなわち、地下集水域と地表集水域との比は、基底流出量と推定された地表集水域における涵養量との比として与えられる。この計算により求めた地下集水域と地表集水域の面積比は、Table 3 の最右段（地下集水域 / 地表集水域）の通りとなった。

地表と地下の集水域の違いによる水収支特性

地下集水域の広がりや、地下水調査および年間水収支によって考察した。同時に、長期水収支結果から流域の特徴を考察した。

1 地下水調査結果からの考察

調査を行った鹿島台地の第一帯水層の地下水は不圧地下水であり、地下水位は地下水の流動を推定する大きな

手がかりとなる。台地上に存在する井戸の地下水位を2日間で集中的に測定し、地下水位の分布を推定したところ、地表流域外に向かって、地下水位が高くなっていることが明らかになった。このことから、地下水が地表流域界の外側からも流入する可能性のあることが示された。

さらに地下集水域を詳細に特定するために、地下水位の変動の長期的な傾向を調べた。流域から離れたKo-1, Ko-2, Ko-3 の3点における地下水位は、Ko-2 が最も高く、Ko-1 とKo-2 はほぼ等しいが、Ko-1の方が高かった。このことから、Ko-2 周辺の地下水がKo-1 およびKo-3 のどちらに流れるかを調べることが、地下集水域の推定に資すると考えられる。

そこで、地下水位の降雨への応答をみると、日降雨が50mm を超える降雨があったときには、Ko-1 の観測地下水位のみが急激に上昇し、他の観測孔の地下水位の上昇は緩やかであることが明らかになった。このことから、豪雨後に起こる地下水位の変化の速度の違いによって地下流域界が変動し、地下水がKo-2 からKo-1 ではなくKo-3 へ流れる可能性があることが示された。

次に、地下水流向・流速の測定結果からの考察を行う。観測された地下水の流向は、Ko-3, Ko-4 において流域に流れ込む向き、Ko-2 においては南向きの流れが観測され、地下水はKo-2 からKo-3 へ流れ、その後鹿島湖北流域に流れ込むと考えられる。

以上、地下水位の分布と観測された地下水の流向により、地下集水域が地表集水域より外に広がっていることが明らかになり、その地下集水域にはKo-2, Ko-3, Ko-4 の3点が含まれると推定された。

一方、最遠点の Ko-1 において測定された地下水の流速は他の調査井戸で観測された流速と比べると小さく、

Table 3 各流域における年別水収支と地下集水域の推定面積
Annual water balances and estimated groundwater catchment area

(a) 銚田南部							
年	雨量 (mm)	流出高 (mm)	揚水高 (mm)	蒸発散高 (mm)	地下流入高 (mm)	基底流出高 (mm)	地下集水域 / 地表集水域
2001	1,321	941	170	835	285	730	1.6
2002	1,198	867	160	810	319	730	1.8
2003	1,525	948	140	756	39	730	1.1
2004	1,678	915	165	911	-17	730	1.0

(b) 大洋							
年	雨量 (mm)	流出高 (mm)	揚水高 (mm)	蒸発散高 (mm)	地下流入高 (mm)	基底流出高 (mm)	地下集水域 / 地表集水域
2001	1,452	1,238	134	814	466	1,095	1.7
2002	1,235	1,223	123	789	654	1,095	2.5
2003	1,588	1,479	97	736	530	1,233	1.8
2004	1,713	1,949	783	896	349	1,460	1.3

(c) 鹿島湖北							
年	雨量 (mm)	流出高 (mm)	揚水高 (mm)	蒸発散高 (mm)	地下流入高 (mm)	基底流出高 (mm)	地下集水域 / 地表集水域
2001	1,634	1,144	160	780	130	730	1.2
2002	1,287	1,100	141	756	428	738	2.4
2003	1,676	1,267	131	712	172	752	1.3
2004	1,763	1,511	150	870	468	730	2.8

流向は木下層の上層と下層で異なる傾向を示し、上層では鹿島湖北流域外へ流れ出る向き、下層では鹿島湖北流域内に流れ込む向きを示した。

測定された流速が相対的に小さく、その流向が一定でないことから、Ko-1における地下水の流れは水平方向よりも鉛直方向が卓越していると推定される。また、木下層上層では、地下水はラミナなどの微少な地質構造の影響を受け鹿島湖北流域外の方向に流れつつ、下層へ涵養されている。そして涵養された地下水は、木下層下層において鹿島湖北流域内の谷に向かって流れている。すなわち、Ko-1もまた地下集水域に含まれると推定した。Ko-1はカシマスタジアムの敷地内にあり、カシマスタジアム周辺の開発が進んだことで、鹿島湖北流域内の地下水位が低下したという事実も、Ko-1が地下集水域に含まれるという推定を裏付けるものである。

ただし、ボーリング孔内の地下水位および地下水流向の測定結果は、地下水の流動を推定するには不十分であることに考慮する必要がある。ボーリング孔内は周辺の地盤と比較すると透水係数が無限大になり、周辺から地下水が乱流を作りながら流入する。そのため、ボーリング孔内の地下水位は周辺の地下水位と必ずしも一致しないこと、ボーリング孔内の地下水流向は孔内の乱流の影響を受け、さらに、大局的な地下水ポテンシャルだけでなくミクロな地盤構造の影響を受けることなどが考えられる。

以上の考察をまとめ、推定された地下水位の分布の結果 (Fig.6) と、測定された地下水の流向 (Fig.7) より、Fig.10のように、地下集水域は、Ko-1よりさらに東に広がっていると推定した。ただし、前述したように今回の地下水の流向・流速測定の方法は、地下水の流域境界を決定する十分な根拠を与えることはできず、その手法については今後の課題である。

2 水収支結果からの考察

各流域における水位観測データ、気象観測データ、揚

排水機場の運転記録によって計算した流域水収支を Table 3 に示す。各流域とも水収支は釣り合わず、負の値となった。一方、鹿島湖北流域で実施した地下水調査により、当流域の地下集水域は地表集水域よりも広い面積を持つことが明らかになった。これらの結果から、鹿島湖北流域で水収支の不足分は、地表集水域よりも広い地下集水域から流入してくる地下水によって補われていると考えられる。

大洋、鉾田南部両流域においても鹿島湖北流域と同様に、水収支は負の値となっている。両流域が鹿島湖北流域と類似した地質、地形を持つことから、大洋、鉾田南部両流域でも地下水の地表集水域外からの流入のあることが推定できる。

ただし、推定した各水収支には、次のような理由で誤差を含むと考えられる。流域蒸発散量は、地表で観測された気象データからの推定値であり、水田、畑地、森林など目ごとの蒸発散量の違いは考慮されていない。また、灌漑揚水量は、各流域の灌漑排水事業実施時の諸元に基づくため、ポンプの能力の低下、灌漑面積の変化を反映していない。今後これら水収支の推定精度の向上も課題となるだろう。

これら推定された灌漑揚水量、蒸発散量、流出高を真値と仮定し、水収支計算による流域内の不足水量をすべて地下水流入量とし、それを求めた。この地下水流入量の推定値をもとに地下集水域の面積を推定したところ、その広さは地表集水域の1.2倍～3.2倍の広さと推定され (Table 3)、推定された地下集水域の面積は年ごとに変動していることになる。年間水収支から求めた地下集水域の面積が変動するという結果は、地下水調査で示唆された地下集水域界の降雨による変動の可能性を裏付けるものである。

ここで、支配面積を地表流域界内の地域とした従来の方法による流出率の算定方法をこの流域に適用し、その計算結果をみかけの流出率とする。流域ごとのみかけの年流出率の比較では、鉾田南部流域が54.5～72.4%、大

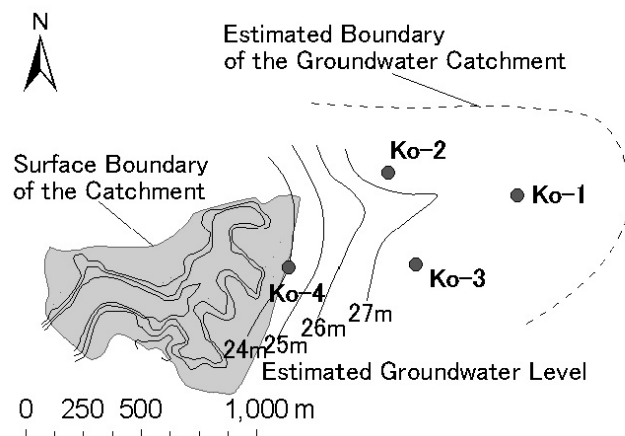


Fig.10 鹿島湖北流域で推定した地下集水域 (2004年4月4日)

An estimated boundary of the Groundwater Catchment in the Kashima-Kohoku Basin on 4 April 2004

洋流域が85.3～113.8%，鹿島湖北流域が70.0～85.7%となり，それぞれ高いみかけの流出率を持つという特徴がある。みかけの流出率の大小は地下流入高の多少によって決まり，大洋流域が最大の地下流入高を持つ。

また，地下水流入高と年降雨量との関係を見ると，10年確率の多雨年の2004年に地下水流入高が鹿島湖北，大洋各流域で最大値をとっている。しかし，5年確率の渇水年である2002年にも銚田南部，鹿島湖北各流域においてそれぞれ2004年と同程度大きな値をとっている。この原因として，年間水収支をとるにあたり，流域内貯留変化量はゼロである必要があるが，台地内の貯留変化量はこの条件を満たしていない可能性がある。そのため，水収支を考える際には，台地内の貯留変化量も含めた検討が必要であると考えられる。

結 言

2001年から2004年までの銚田南部，大洋，大野，鹿島湖北各流域における年ごとの水収支計算および鹿島湖北流域における地下水調査による各種水文観測データを用いて，鹿島台地小流域の水収支特性を調べた。得られた結果をまとめると以下ようになる。

i) 流域外部と考えられた地区の開発により地下水位が低下したという聞き取り調査から，遠方からの地下水流動の影響があると推測したが，実際に調査したそれぞれの井戸の地下水位から，地下水位の分布を推定したところ，地下集水域は，地表集水域から外に約 500～1,000m 広がっていることが推定できた。

ii) 地表集水域外の4点の地下水調査孔における地下水の流向・流速の測定により，4点のうち3点は地下集水域に含まれると考えられた。しかし，流域から最遠方の調査孔の測定流向は木下層の上層と下層で異なる傾向を示し，上層では流域外へ流れ出る向き，下層では流域内に流れ込む向きを示した。このことから，木下層上層は地層に存在するラミナなどにより流れやすい東方向に流れながら下層に地下水を涵養し，木下層下層が地下水の流域内に向かう流れを生み出していると推定した。

iii) 地下水位の連続観測により，日降雨が50mm を超える降雨があったときには，最遠方の観測地下水位が急激に上昇し，他の観測孔の地下水位は緩やかに上昇することが観察された。このことから，最遠方の調査孔も地下集水域に含まれる可能性があることが示された。

iv) 鹿島湖北流域を対象とした年間水収支と，地下集水域が地表集水域よりも広いという推定は，現象の理解の上で整合のとれた結果となった。そこで，この地下水流入量の増大分をもとに地下集水域の面積を推定したところ，地表集水域の1.2倍～2.8倍の広さと算定された。鹿島台地における他の流域（銚田南部，大洋）において

も同様に，地下集水域の面積は地表集水域の面積の1.1倍～2.5倍の広さを持つと算定できた。

これらの調査や解析から，基底流出高が流域によって異なるという地域特有の水収支特性があることが分かり，その原因として，鹿島湖北流域や他の流域において地表集水域外からの地下水流入の存在が明らかになった。また，水収支に基づいて地下集水域面積の推定が行われ，降雨の条件によって地下集水域の面積がそれによって変化することが予想された。そのため，今後の課題として，地下集水域界を推定するには継続的な地下水位観測および流向・流速の測定が必要であり，特に日降雨が50mm を超えるような豪雨のあとの流向・流速の測定を継続することが重要だと考えられる。

参考文献

- 1) Ding, J.Y.(1966): Discussion of "Inflow hydrograph from large unconfined aquifers", Proc. ASCE, 92, 101-107
- 2) 金子良・丸山利輔(1967): 出島台地における地下貯留，農土試報，5，49-62
- 3) 近藤昭彦(1985a): 下総台地南縁部の小流域における渇水期の流量と地形との関係について，ハイドロロジ，15(2), 114-121
- 4) 近藤昭彦(1985b): 環境トリチウムによって明らかにされた市原地域の地下水流動系，地理学評論，58, 168-179
- 5) 松田周・増本隆夫・久保田富次郎(2003a): 畑台地 - 谷地田流域を対象とした貯留型流出モデル，農業技術，58(3), 29-32
- 6) 松田周・増本隆夫・久保田富次郎(2003b): 平地湖に流入する鹿島台地流域の水収支特性，農工研技報，201，81-90
- 7) MATSUDA Shuh, MASUMOTO Takao and KUBOTA Tomijiro (2005): Comparison of Rice Growing-stage Evapotranspiration by Water Balance and Eddy Correlation Methods, J. Agric. Meteorol. (農業気象)，60(5): 379-384
- 8) Morton, F.I.(1978): Estimating evapotranspiration from potential evaporation - Practicality of an iconoclastic approach, J. Hydrol., 38, 1-32
- 9) Priestley, C.H.B. and Taylor, R.J.(1972): On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, Monthly Weath. Rev.100, 81-92
- 10) 吉村亜希子・石田憲治・高木東(2000): 行方・鹿島台地における低水流量の逓減特性について，農工研技報，198, 51-60

Characteristics of Water Balance in the Kashima Plateau Watersheds Assuming Catchment Boundaries of Groundwater

YOSHIDA Takeo, MASUMOTO Takao, KUBOTA Tomijiro and MATSUDA Shuh

Summary

Agricultural water on plateau upland fields depends mainly on precipitation and groundwater in the Kashima Plateau watersheds. In order to establish a stable supply of water for irrigated upland fields, evaluation of the water cycle on arable plateau near plain lakes is important. It was found that a groundwater catchment does not necessarily conform to its surface one in plateau watersheds according to our previous researches and/or some others. However, a physical mechanism of groundwater movement was not yet clearly demonstrated. This paper, therefore, aims to estimate an area of the groundwater catchment, which does not conform to the surface one, by observing groundwater flow in bore holes and by evaluating water balance of four small watersheds on the Kashima plateau.

Based on the analysis of observed data on the Kashima-Kohoku watersheds, where we carried out the hydrological and groundwater observation, we got the following results. The first is that the groundwater catchment is larger than that of surface area according to the continuous groundwater observation and the observed direction of the groundwater flow. The second is there are possible changes of groundwater potential after intensive rains, especially over 50mm in amount. The third is that the estimation of long-term water balance turned out to rely on the same assumption, that is, groundwater flow from outside of surface catchment. As a result, the size of the groundwater catchment is larger than the surface one by 1.2 to 2.8 times. In addition, the same result was seen in other two watersheds.

Keywords : plain lakes, water balance, groundwater observation, flow direction of groundwater, underground basin , water cycle