

東京都およびその周辺地域における地下水流動系の解明

2023年1月

長野 倅介

東京都およびその周辺地域における地下水流動系の解明

筑波大学大学院

生命環境科学研究科

持続環境学専攻

博士（環境学）学位論文

長野 倅介

要旨

これまで多くの沖積平野で地下水流動系に関する研究が行われ、帯水層と地形の傾斜方向が同じ地域ではそれらの傾斜方向に、平坦な地形で帯水層が傾斜している地域では帯水層の傾斜方向に地下水が流動していることが明らかになった。すなわち、地形が平坦な地域や地形と帯水層の傾斜が同じような地域では、帯水層の構造に着目することで、ある程度その地域の地下水流動を把握することが可能であるといえる。一方、帯水層と地形の傾斜方向が異なる地域では、地形の傾斜を考慮せず帯水層ごとに区分した水理水頭解析を実施した場合、それらが本地域の地下水流動を反映していると判断することは難しい。そして、そのような地域において、地形や帯水層の傾斜が地下水流動に対してどの範囲にどの程度影響を与えるかについて検討した研究はほとんどない。そのため、本研究では帯水層と地形の傾斜が異なる東京都およびその周辺地域において、帯水層と地形の傾斜方向と水理水頭分布の関係に着目し、三次元的な地下水流動系を明らかにすることを目的とした。

本研究では、東京都所管の 39 地点 83 スクリーンの観測井を中心に地下水を採水した。また、涵養源の推定を目的に、山地、台地、低地において降水、河川水、湧水を採水した。研究方法は、地下水位や地質情報等のデータの収集および採水、分析（無機溶存成分、酸素安定同位体比、六フッ化硫黄）を行った。それらのデータから各種溶存成分の空間分布特性の把握、柱状図を用いた鉛直方向における地質断面図の作成および水理水頭解析を実施した。また、本研究では深度範囲を 50 m ごとに区分して、深度ごとの水平方向における水理水頭解析を実施した。観測期間は 2018 年 8 月から 2021 年 6 月である。

六フッ化硫黄を用いた地下水滞留時間は、台地で一年未満から 80 年以上、低地では 35 年から 80 年以上と推定された。地下水中の酸素安定同位体比は台地では -10.7 ‰ から -7.5 ‰、低地では -10.2 ‰ から -5.8 ‰ の範囲を示した。地下水の無機溶存成分は台地と低地で異なる水質組成を示し、これらの結果から台地と低地で地下水の主要な水質特性が異なることがわかった。

水平・鉛直方向における水理水頭解析と地下水の各種溶存成分の空間分布特性から、台地においてスクリーン深度 25 m 以上の表面付近に位置する浅い地下水や、帯水層基底部の傾斜が小さい地域では横向きの動水勾配が卓越し、地下水は地形の傾斜方向に流動した。一方、帯水層基底部の傾斜が大きい地域において下向きの動水勾配が卓越し、地下水は帯水層基底部の傾斜方向である北東方向の深部へと流動した。さらに、このような地形・地質条件によって地下水の流動方向が規定された中で、揚水が行われている地域では水理水頭が周辺と比較し特異的に低く、帯水層を横切るような動水勾配を示す地点がみられた。そして、舎人層や城北砂礫層といった帯水層基底部にみられる谷状地形によって、その周辺における特定の深度範囲の地下水の水理水頭分布に影響がみられた。

また、台地から低地への地形区分を超えた地下水流動について、特に台地から低地北西部への地下水流動がみられた。一方、台地と低地の地質構造が連続し、台地から低地へと水理水頭は不連続な点がみられない中で、台地と低地で水質特性が大きく異なっていること

が明らかになった。

さらに、低地では南部と北部で地下水の水質特性が異なる傾向を示した。低地において水質特性が異なる境界線を引くと、これを境に帯水層基底部の傾斜方向が異なっていることがわかった。また、低地では全体として深度が深くなるにつれ水理水頭が低くなる傾向がみられた。そのため、低地では帯水層基底部の傾斜に沿った下向きの地下水流動が卓越し、それによってそれぞれの傾斜方向の深部へと地下水が流動したことで、水質特性が異なる傾向を示したと考えられた。

以上のことから、本研究を通して帯水層基底部と地形面の傾斜方向が異なる地域における地下水流動系について、地形・地質構造と水理水頭分布の関係を把握し、対象地域の三次元的な地下水流動系を明らかにした。

キーワード: 沖積平野, 地形地質構造, 水理水頭解析, 地下水流動系

目次

要旨	i
表目次	iv
図目次	v
1 はじめに	1
1.1 沖積平野の地質構造と地下水流動系	1
1.2 台地から低地への地形区分を超えた地下水流動	3
1.3 都市域における人間活動の影響を受けた地下水流動系	4
1.4 東京都およびその周辺地域における地質構造と地下水流動系	5
1.5 目的	12
2 研究対象地域の概要	13
3 研究方法	21
3.1 地質断面図の作成および水理水頭解析	21
3.2 水試料の採取および溶存成分分析	25
3.3 六フッ化硫黄を用いた地下水滞留時間の推定	32
4 結果と考察	35
4.1 地下水をはじめとした溶存成分および水素酸素安定同位体比	35
4.2 水平方向・鉛直方向における水理水頭分布	54
5.1 溶存成分および水理水頭から推定される地下水流動	66
5.2 台地における地形・地質構造と水理水頭の関係	82
5.3 揚水および局所的な帯水層基底部の構造による水理水頭への影響	88
5.4 台地・低地境界部における地下水流動の検討	97
5.5 低地における水質組成の空間分布特性と地質構造の関係	107
6. 本地域における地下水流動系の総合考察	114
6. 結論	117
7 謝辞	119
8 参考文献	120

表目次

表 1 本地域の地質層序.....	16
表 2 本研究で対象とした観測井の諸情報 (地点 1 から地点 26).....	22
表 3 本研究で対象とした観測井の諸情報 (地点 27 から地点 42).....	23
表 4 採水地点および採水日一覧.....	28
表 5 降水試料採水地点および採水標高.....	30
表 6 月別降水量で加重平均した各地域の酸素安定同位体比.....	40
表 7 大気試料の採取地点, 採取日および大気 SF ₆ 濃度.....	49
表 8 台地および低地の地下水中の SF ₆ 濃度.....	50
表 9 SF ₆ を用いて推定された台地および低地の地下水滞留時間.....	53

図目次

図 1 遠藤・中村 (2000) で示された東京都およびその周辺地域における南北方向の地質断面図	9
図 2 東京都およびその周辺地域の地形図および舎人層基底部の等値線図の関係 (遠藤, 1978 をもとに作成)	10
図 3 遠藤・中村 (2000) で示された東京都およびその周辺地域南部における東西方向の地質断面図	11
図 4 本研究対象地域の地形図および地形的流域界の区分	15
図 5 東久留米層基底部の等値線 (東京都所管の観測井のボーリングデータおよび遠藤ほか, 1974 をもとに作成)	17
図 6 舎人層基底部の等値線 (遠藤, 1978 をもとに作成)	18
図 7 富士見砂層の等値線 (遠藤, 1995 をもとに作成)	19
図 8 遠藤ほか (1977) で示された東京都およびその周辺地域北部における東西方向の地質断面図	20
図 9 東京都所管の観測井分布と地点番号	24
図 10 地下水, 河川水, 湧水, 降水の採水地点	27
図 11 観測井におけるベネットポンプおよびフラッシングポンプを用いた地下水採水システム	29
図 12 六フッ化硫黄濃度分析システム (写真) と分析システム回路図 (榎原ほか, 2017 より)	31
図 13 六フッ化硫黄濃度分析精度測定を目的とした繰り返し分析の結果	34
図 14 2019 年 8 月から 1 年間における地点別月平均降水量および降水中の酸素安定同位体比	39
図 15 河川水・湧水のヘキサダイアグラムおよび酸素安定同位体比の空間分布	41
図 16 河川水・湧水のトリリニアダイアグラム	42
図 17 台地および低地地下水のトリリニアダイアグラム	43
図 18 グループごとに区分されたトリリニアダイアグラムとグループごとの地下水のおおよその空間分布	44
図 19 降水, 河川水, 湧水, および地下水の δ ダイアグラム	45
図 20 降水, 河川水, 湧水, および地下水の酸素安定同位体比と採水地点標高の散布図	46
図 21 地形別に区分した降水, 河川水, 湧水, および地下水の酸素安定同位体比の箱ひげ図	47
図 22 2018 年 8 月から 2019 年 10 月において実測した大気 SF ₆ 濃度の空間分布	48
図 23 涵養時の大気濃度へと変換した地下水中 SF ₆ 濃度の箱ひげ図	51
図 24 大気 SF ₆ 濃度の北半球平均値, 補正した本地域の大気濃度曲線と実測した本地域	

の 대기 SF ₆ 濃度および大気濃度へ変換した地下水の SF ₆ 濃度	52
図 25 スクリーン標高 25 m 以上 (L0 層) における水理水頭分布	56
図 26 スクリーン標高-25 m から 25m (L1 層) における水理水頭分布	57
図 27 スクリーン標高-75 m から-25m (L2 層) における水理水頭分布	58
図 28 スクリーン標高-125 m から-75m (L3 層) における水理水頭分布	59
図 29 スクリーン標高-175 m から-125m (L4 層) における水理水頭分布	60
図 30 地質断面図の断面方向	61
図 31 X-Y 断面における地質断面図と水理水頭分布	62
図 32 G-G'断面における地質断面図と水理水頭分布	63
図 33 D-D'断面における地質断面図と水理水頭分布	64
図 34 E-E'断面における地質断面図と水理水頭分布	65
図 35 スクリーン深度 25 m 以上 (L0 層) における水理水頭分布と各種溶存成分の空間 分布	69
図 36 スクリーン深度-25 m から 25m (L1 層) における水理水頭分布と各種溶存成分の 空間分布	70
図 37 スクリーン深度-75 m から-25m (L2 層) における水理水頭分布と各種溶存成分 の空間分布	71
図 38 スクリーン深度-125 m から-75m (L3 層) における水理水頭分布と各種溶存成分 の空間分布	72
図 39 スクリーン深度-175 m から-125m (L4 層) における水理水頭分布と各種溶存成 分の空間分布	73
図 40 L1 層から L3 層における X-Y 断面の位置	74
図 41 X-Y 断面における鉛直方向の地質断面図, 各種溶存成分および水理水頭分布 ...	75
図 42 L1 層から L3 層における G-G'断面の位置	76
図 43 G-G'断面における鉛直方向の地質断面図, 各種溶存成分および水理水頭分布 ...	77
図 44 L1 層から L3 層における D-D'断面の位置	78
図 45 D-D'断面における鉛直方向の地質断面図, 各種溶存成分および水理水頭分布 ...	79
図 46 L1 層から L3 層における F-F'断面の位置	80
図 47 F-F'断面における鉛直方向の地質断面図, 各種溶存成分および水理水頭分布 ...	81
図 48 スクリーン深度-25 m から 25 m (L1 層) における地形の影響が示唆された範囲	83
図 49 X-Y 断面における東西方向の水理水頭分布と地形地質構造の関係	84
図 50 G-G'断面における東西方向の水理水頭分布と地形地質構造の関係	85
図 51 F-F'断面における南西-北東方向の水理水頭分布と地形地質構造の関係	86
図 52 D-D'断面における南西-北東方向の水理水頭分布と地形地質構造の関係	87
図 53 周辺より低い水理水頭を示した地域の範囲と東京都環境局 (2019) で報告され	

た本地域の 2017 年における市区町村別日揚水量.....	90
図 54 L3 層 (-125 m から-75 m) における水理水頭分布と東久留米層基底部の等値線の関係	91
図 55 L3 層 (-125 m から-75 m) における水理水頭分布と舎人層基底部 (城北砂礫層基底部) の等値線の関係	92
図 56 鉛直方向の水理水頭を考慮した武蔵野台地西部における L1 層から L3 層の水理水頭分布	93
図 57 L1 層 (-25 m から 25 m) における水理水頭分布と東久留米層基底部の等値線の関係	94
図 58 L1 層 (-25 m から 25 m) における水理水頭分布と富士見砂層の等値線の関係 ..	95
図 59 L2 層 (-75 m から-25 m) における水理水頭分布と富士見砂層の等値線の関係 ..	96
図 60 低地部のスクリーン深度-75 m から-25 m (L2 層) における水理水頭解析	100
図 61 低地部のスクリーン深度-125 m から-75 m (L3 層) における水理水頭解析	101
図 62 低地部のスクリーン深度-175 m から-125 m (L4 層) における水理水頭解析	102
図 63 台地と低地の境界部に分布する地下水のトリリニアダイアグラムと酸素安定同位体比	103
図 64 台地低地境界部の南北方向における A-A' 断面の地質断面図	104
図 65 台地低地境界部北部の東西方向における B-B' 断面の地質断面図	105
図 66 台地低地境界部北部の東西方向における K-K' 断面の地質断面図.....	106
図 67 低地のスクリーン深度-75 m から-25 m (L2 層) における水理水頭分布と各種溶存成分の空間分布.....	109
図 68 低地のスクリーン深度-125 m から-75 m (L3 層) における水理水頭分布と各種溶存成分の空間分布.....	110
図 69 低地のスクリーン深度-175 m から-125 m (L4 層) における水理水頭分布と各種溶存成分の空間分布.....	111
図 70 高砂層基底部の等値線 (遠藤, 1978 をもとに作成).....	112
図 71 高砂層基底部の等値線と低地のスクリーン深度-175 m から-125 m (L4 層) における水理水頭分布と各種溶存成分の空間分布の関係.....	113
図 72 本研究地域における三次元的な地下水流動系の概念図.....	116

1 はじめに

1.1 沖積平野の地質構造と地下水流動系

沖積平野は河川の堆積作用によって形成された平野のことであり、日本のほとんどの平野がこの沖積平野である。沖積平野は、河川の堆積作用によって難透水層と透水層が連続して重なっているという地質的な特徴がある (内田ほか, 2012)。この透水層と難透水層が連続した地質構造により、沖積平野には複数の帯水層が存在していることが報告されている (大東, 2015)。そして、基盤岩の構造や地形の隆起等によって、主に水平な堆積構造と傾斜した堆積構造に分類される。

これまで、沖積平野では上層に難透水層が存在しない不圧地下水と、難透水層で区切られた被圧地下水に区分してそれぞれの水理水頭や水質特性を比較した研究が行われた (藪崎ほか, 2000)。足柄平野で行われたこの研究では、不圧地下水と被圧地下水は水理水頭分布や水質特性が異なることが示され、地下水は主として不圧地下水中あるいは被圧地下水中を流動していると示唆された。

また、沖積平野は複数の帯水層をもつという特徴があり、これまで石狩平野や熊本平野をはじめ、国内外含め帯水層ごとに水平方向の水理水頭解析が実施された (例えば岡, 2005; 熊本県・熊本市, 1986; 池田ほか, 2017; Tran *et al.*, 2014)。これら結果から、帯水層ごとに水理水頭分布が異なることが明らかにされた。そうした中で、沖積平野に位置し日本の三大都市の一つである大阪平野は、帯水層が水平かつ層状に堆積した地質構造をしており (堀川ほか 2002)、これまで多くの地下水流動系を検討した研究が行われていた (例えば、牧野ほか 2010)。特に、仲屋ほか (2006) では深度-300 m 以浅の地下水を対象に帯水層を G1 層から G4 層の 4 つに区分し、それぞれ該当するスクリーンの地下水位から加重一次補完法を用いて作成された等水理水頭線から、帯水層ごとに水理水頭分布が異なっていることが示された。また、水素酸素安定同位体比や Cl⁻濃度をはじめとした溶存成分を用いた地下水の流動経路や起源の推定から、比較的浅層に位置する G1 層や G2 層では大阪平野内で涵養した水が起源であると推定された。一方で、4 つの区分の中で最も深層に位置する G4 層では、主として大阪平野周辺の山地で涵養した水が起源であると推定された。以上のことから、大阪平野の地下水は透水層と難透水層によって閉じた経路を流動し、地下水流動系は複雑になると考えられた。

また、Kagabu *et al.* (2013) よりインドネシアのジャカルタにおいて、帯水層が傾斜している地域の水理水頭分布が示された。当該地域は地形と帯水層の傾斜が概ね一致しており、水理水頭分布から地下水は両者の傾斜方向に向かって流動していると予想された。すなわち、地形と帯水層の傾斜方向が一致している地下水の流動方向は、両者の傾斜に沿って流動していると考えられた。

このように、従来帯水層が水平に堆積している地域や、帯水層の傾斜が地形の傾斜とほ

とんど一致しているような比較的単純な地質構造をしている地域における地下水流動系が明らかにされてきた。一方で、実際のフィールドでは基盤岩の構造により帯水層と地表面の傾斜方向が異なる場所は多くある。そうした地域では、地下水流動系を把握することはより難しいと考えられるが、そうした地域を対象に地形地質構造と水理水頭分布の関係を明らかにした研究はほとんどない。そして、そうした地域における水理水頭分布は、地形や帯水層の構造だけで判断することは難しく、地下水は複雑かつ三次元的に流動すると予想される。

1.2 台地から低地への地形区分を超えた地下水流動

沖積平野は台地や低地等、複数の地形区分によって構成されているという地形的特徴がある。沖積平野では関東平野をはじめ、多くの地域で実施された水平方向における水理水頭解析の結果から、水理水頭が高い台地から低い低地へと地形区分を超えて地下水が流動していると考えられている (例えば Furuno *et al.*, 2015)。また、多くの沖積平野において、低地では台地に分布する地層の上に別の地層が堆積しており、特に台地と低地の境界部は地質構造が大きく異なっていることが、地質層序や地質断面図から明らかになっている (岡, 2005)。

このように、沖積平野の地下水は主に帯水層中を流動していると考えられている中で、地質構造が大きく異なる台地と低地の境界部において、水理水頭解析で示されているような単純な地下水流動があるとは考えにくい。しかし、これまで台地と低地の境界に着目し、台地から低地への地形区分を超えた地下水流動を検討した研究はほとんどない。その理由として、台地と低地の境界部の複雑な地質構造を把握することが難しい点と、台地と低地それぞれの境界付近に十分な数の採水可能な観測井が設置されている必要がある点において、これらの条件を満たす地域が非常に限られていることが考えられる。

台地と低地は沖積平野の大部分を構成する地形であるため、台地から低地への地下水流動を検討することは沖積平野全体の地下水流動系を検討する上で非常に重要である。特に、低地では都市が形成されていることが多く、涵養を妨げる土地被覆が広く分布している地域が多いことから (荒木ほか, 2012)、低地における地下水の適切な管理という観点において台地から低地への地下水の寄与を検討することは重要である。

1.3 都市域における人間活動の影響を受けた地下水流動系

海に近く、平坦で水利的条件に恵まれていることから、世界中の多くの都市は沖積平野に位置しており、沖積平野は人間活動が盛んな場となっている (Declercq *et al.*, 2021)。そのような都市がある地域において、これまで地下水に関する様々な問題が報告されている。例えば地下水の水質問題として、東京都区部では地下水の有効利用上支障となる可能性のある窒素や大腸菌などの汚染物質が検出され (黒田ほか, 2007)、これらの汚染物質以外にも、高濃度の鉄や低い酸化還元電位 (Eh) のような地下水の有効利用上の問題となりうると思われる成分が検出された (黒田ほか, 2008)。また、都市化に伴う地下構造物の建造による地下水流動の阻害も各地で報告されており、近年では揚水規制による地下水位の回復によって、地下構造物の浮上等、地下水に関する新たな問題も報告されている (西垣ほか, 2003)。

そうした問題の中でも特に、地表面被覆の変化による涵養量の減少と揚水による広域的な地下水位の低下は平野全体の地下水流動系に大きな影響を与えている。例えば、関東平野では都市化に伴う農耕地や森林の減少等、土地被覆の変化による涵養量の減少や湧水の枯渇が報告されており、資源としての地下水の供給量の減少や地下水環境の変化が大きな問題となっている (上田ほか, 2000)。また、インドネシアのジャカルタやベトナムのハノイをはじめ、経済の発展が急速に進んでいる発展途上国の都市では、現在でも揚水が盛んに行われており、大規模な地下水位の低下や、それに伴う地盤沈下や海域からの塩水侵入が報告された (Hutabarat and Ilyas, 2017)。

こうした揚水による地下水流動系の影響を評価することを目的に、報告例は少ないが鉛直断面における水理水頭解析を実施した研究がいくつか報告されている。内田 (1998) では、揚水量の変化が地下の温度場に与える非定常効果について定量的に明らかにすることを目的に、濃尾平野を対象に鉛直断面における水理水頭分布と地下温度分布を示し、揚水により強制的に浅層部の地下水を下方へと引き込む誘発的涵養という現象が起きていることを示した。また、Kagabu *et al.* (2013) においても揚水による地下水流動系の変化を明らかにすることを目的に、インドネシアのジャカルタを対象に鉛直断面における水理水頭分布および六フッ化硫黄 (SF₆) 濃度をはじめとした時間情報をもつ地下水溶存成分の空間分布が示された。その結果、地下水の過剰な揚水により誘発的涵養が発生していることが示され、それが発生している周辺の地下水では高い SF₆濃度が検出され、鉛直下向きの動水勾配が卓越する等、浅層からの地下水の引き込みによって若い地下水の寄与が大きくなっていることが明らかにされた。

このような問題は涵養量を大きく超えた揚水が行われたことをはじめ、特に沖積平野全体を対象とした地下水流動系に関する知見が十分ではないことが原因として考えられる。したがって、都市をはじめとした沖積平野における地下水の適切な利用という観点から、沖積平野全体あるいは涵養から流動・流出までの広域を対象とした地下水流動系を明らかにすることは地下水を管理する上で非常に重要である。

1.4 東京都およびその周辺地域における地質構造と地下水流動系

沖積平野である東京都およびその周辺地域は、世界的に有数の大都市が位置していることから、都市開発の観点において関東平野の中でも特に地質に関する研究が盛んに行われている地域である (例えば遠藤ほか, 1974; 遠藤ほか, 1989; 遠藤・中村, 1991)。本地域においても複数の帯水層が確認されており、各帯水層の層厚や分布などの特徴がまとめられている (遠藤ほか, 1996)。また、遠藤・中村 (2000) において本地域の南北断面における地質断面図が示されている (図 1)。それによると、本地域は基盤岩が北側へと大きく傾斜しており、それに伴い上部の帯水層も北側へと大きく傾斜して堆積している地質構造である。すなわち、本地域は大阪平野や勇払平野をはじめ、水理水頭解析が多く行われてきた水平方向に堆積した帯水層の地質構造の地域とは異なり帯水層が傾斜している地質構造をしている。

また、遠藤 (1978) では本地域の主要な帯水層の一つとして考えられている、舎人層の基底面の等値線を示した (図 2)。ここから、舎人層の基底面は、特に台地において南西から北東方向に大きく傾斜していることがわかる。一方で、本地域の地形は全体的に西から東へと傾斜しており、本地域の帯水層基底面の傾斜方向は地形の傾斜方向と一致していない。そのため、地下水は水平方向だけではなく深度方向にも三次元的に流動していると考えられる。以上のことから、帯水層基底面が大きく傾斜しており、その傾斜方向が地形面と整合的ではないという点において、本地域の地質構造は非常に複雑である。そして、本地域の地下水流動系は地形面や地質構造から単純に予想できるものではなく、地質構造同様複雑なものになっていると予想される。さらに、遠藤・中村 (2000) において、本地域の東西方向の地質断面図が示された (図 3)。この地質断面図では、台地と低地の境界部に褶曲があるほか、台地に分布する舎人層や東久留米層が低地において大きく傾斜しており、低地部で新たに有楽町層や高砂層といった台地ではみられない地層が堆積している。つまり、他の沖積平野と同様台地と低地の境界部において、地質構造は大きく変化している。

東京都は国土のおよそ 5% の約 17,000 km² と日本最大の平野であり、人間活動が非常に盛んな関東平野の一部である。関東平野ではこれまで地下水中の Cl⁻濃度と水素酸素安定同位体比の空間分布から、特に関東平野中央部の地下水流動系について議論した研究 (林, 2003) や、関東平野の中でも深層地下水に着目しその流動状況や貯留環境をまとめた研究 (関ほか, 2001; 丸井, 2014) をはじめ、様々な規模や手法で地下水流動系に関する研究が行われた。関東平野全域を対象とした地下水流動系に関する先行研究の例として、林ほか (2003) がある。この研究の目的は、関東平野の主要部における現在の地下水の地球化学的特性について、広域かつ三次元的に明らかにし、地下水の流動形態を解明することであった。そのために、関東平野の中でも東京湾より北部の地域において、地下水位と地盤沈下用の観測井を対象に地下水を広範囲かつ多深度に採取し、主要溶存成分および酸素・水素同位体比を調査した。この研究では、平野中央部に見られる低同位体比地下水の分布域の形状を考慮し、低同位体比地下水帯を縦断する測線および横断する測線が設定された。これらの側線において、地

球化学的特性の分布と水理水頭分布からそれぞれ推定された地下水流動に差異がみられ、その要因として本調査地域の地下水流動系が揚水の影響によって変化しつつあることが示唆された。特に、そのような揚水の影響がみられたのは埼玉県の中核部であり、ここでは現在でも揚水が盛んに行われている地域であることから (守田, 2015)、整合的な解釈であると結論付けられた。宮越ほか (2003) では関東平野全域を対象に、地下温度分布と水理水頭分布から地下水流動を検討した。その結果、武蔵野台地、下総台地、常総台地などの比較的標高の高い台地部において高い水理水頭がみられた。また、それらの高い水理水頭を示した地域において、地下温度の低温域および低い地下増温率がみられ、一般に地下水涵養域にみられる特徴を示した。そのため、関東平野周辺の台地・丘陵地は地下水の涵養域に相当していると考察された。さらに、埼玉を中心とした低地において、低い水理水頭と地下温度分布の高温域および大きな地下増温率がみられた。これは、一般的に地下水の流出域に多くみられる特徴であった。このほかにも安原ほか (2014) や Huruno *et al.* (2015) をはじめ、近年、関東平野全域を対象に様々な地下水溶存成分や水文データの集積が行われており、関東平野における地下水流動の実態は徐々に明らかにされつつある。

一方で、本地域は複数あると考えられている涵養源に対して、平野の中央に流出域があるため、それぞれの涵養源から地下水がどの範囲にどの程度寄与しているかを議論することが難しい。また、本地域の面積は広大であることから、地下水流動解析にあたって、地質構造との関係性など十分に検討できていない。そのため、関東平野全域の地下水流動系を明らかにするためには、関東平野全域における水平方向の水理水頭分布から、涵養から流出まで周辺の地下水の影響が無いと予想される範囲を設定し、その中でより詳細に水理水頭分布の鉛直流動や帯水層の構造との関係に着目する必要がある。

そうした中で、東京都およびその周辺地域は世界でも有数の大都市が位置しており、人為起源の影響による地下水流動系の変化に関する研究等が行われてきた (例えば 高野ほか, 2015)。特に、本地域はかつて低地部における大規模な地下水の揚水が行われた地域であり、1950年代には亀戸において、最大で 40 m の地下水位の低下および 4.36 m の地盤沈下の発生をはじめ、低地部を中心に広範囲における地下水位の低下とそれに伴う地盤沈下が報告された (中嶋ほか, 2010)。その後、大規模な揚水規制により地下水位は自然状態まで回復したと考えられており、現在でも定期的な地下水位および地盤沈下量の観測が行われている (東京都土木技術支援・人材育成センター, 2018)。また、土地被覆の変化による涵養量の変化について、久富ほか (2015) では、数値モデルを利用して、武蔵野台地における浅層地下水の長期的な地下水流動を検討した。それにより、水田や農地、森林などの透水面の面積が減少し、建物用地などの不透水面の面積が増加したことによる涵養量の低下がみられた。そして、それによりかつては多くの湧水が存在する水資源が豊かな土地として知られていたが (大平ほか, 2003)、現在では多くの湧水が枯渇している (上田ほか, 2000)。また、今泉ほか (2000) において、本地域の武蔵野台地を中心に、地下水中のトリチウム濃度から被圧地下水の涵養機能を検討した。この研究では、トリチウム濃度変化の垂直分布から、被圧地下水

の涵養は、不圧帯水層から地下水が垂直下方浸透によって起こっているのではなく、被圧帯水層が地表に接する位置で涵養された地下水が水平流動して涵養されていると考えられた。

このように本地域の地下水流動系に関する様々な研究が行われている中で、本地域全体を調査対象として地下水流動系を検討した研究はほとんどない。一方で、本地域は日本で最も大きな沖積平野である関東平野の一部であり、この関東平野全体を対象にした地下水流動系に関する研究の中で、本地域の水理水頭分布が示されている。先述の宮越ほか (2003) において、本地域の武蔵野台地において高い水理水頭と地下温度の低温域および低い地下増温率がみられ、一般に地下水涵養域にみられる特徴を示した。また、東京低地において低い水理水頭と地下温度分布の高音域および大きな地下増温率がみられ、一般に地下水流出域にみられる特徴を示した。また、Furuno *et al.* (2015) において関東平野全域の等水理水頭線が示された中で、本地域は平野に限ってみると、周辺の地下水が流動しないような水理水頭分布を示した。そのため、関東平野全域としてみた時に本地域は武蔵野台地で涵養された地下水が東京低地で流出するような地下水流動系を示すと考えられた。

一方で、これらの先行研究はあくまで平野を対象としており、武蔵野台地の西部に位置する関東山地からの地下水の寄与を検討していないことをはじめ、本地域の地下水流動系を把握できるほど詳細に検討されていない。本地域における水理水頭分布と帯水層基底部の関係について、新藤 (1968) では 1800 ものボーリングデータを用いて作成した A5 層と呼称した帯水層基底部の等値線と、1960 年における被圧地下水の等水理水頭線を作成した。これらの結果から、A5 層基底部にみられた旧河道により形成された谷の位置では地下水面も顕著に湾曲し、その他の形態も地下構造を反映していると指摘された。また、武蔵野市、調布市、三鷹市等の深井戸密集地帯では水理水頭が周辺より低く、水理水頭分布が地質構造と一致していないことも指摘された。すなわち、1960 年当時、本地域は A5 層基底部の構造と揚水の影響によって水理水頭分布が規定されていると考察された。一方で、新藤 (1968) において、地下水位を観測している井戸の特徴として、多層にまたがって採水している井戸がほとんどある点、井戸によって採水している位置がおのおの異なっていることが多い点、地下水位の測定は必ずしも同一時点のものではない点等の問題点が挙げられ、上記の理由から本来帯水層ごとに水理水頭解析を実施することが適切であったが、被圧地下水位として一つにまとめたと記述されていた。そして、A5 層の基底面はあくまで複数ある帯水層の一つであり、水理水頭分布も複数の深度、帯水層を含めたものであった。そのため、帯水層の分布や他の帯水層基底部の構造を検討した上で、水理水頭分布との関係をみる必要がある。また、新藤 (1968) では地形や帯水層の傾斜と深度ごとの水理水頭分布の関係には着目されておらず、本地域の複雑かつ三次元的な地下水流動系は十分に明らかになっていないといえる。そしてこのような複雑な地下水流動系をすると予想される地域では、従来実施されていた帯水層ごとではなく深度ごとに区分して水理水頭解析を行うことで、特定の範囲や深度における水理水頭分布がどのような影響によって規定されるのかということが把

握可能であると考えられる。

本地域には東京都土木技術支援・人材育成センターが管理している観測井が広範囲に分布している。これらの観測井は地下水位の低下が大きい 1940 年代頃から各地に設置され、揚水規制により地下水位が回復した現在でも定期的な地下水位の観測が行われている（例えば東京都土木技術支援・人材育成センター，2018）。これらの観測井の特徴は以下の通りである。一つ目は、同一地点に複数本の観測井があり、それぞれ異なる深度にスクリーンが位置していることである。これにより、鉛直方向の水理水頭解析が可能であり、より三次元的に地下水流動系を検討することが可能である。二つ目は、これらの観測井のボーリングデータが公開されている点である。河合ほか（1996）や遠藤・中村（2000）をはじめ研究論文や報告書といった形でボーリングデータが公開されていることから、地下水位を観測したスクリーンがどの帯水層に位置しているかについて、これらのデータから調べることが可能である。また、これらのボーリングデータを用いることで、任意の断面方向における地質断面図の作成が可能となる。三つ目はそれらの観測井において、地下水の採水が可能であることである。井戸の構造によっては地下水位を観測することしかできない観測井がある中で、地下水位データと地質データをもつ観測井において地下水溶存成分を分析できることは本地域における地下水流動系の把握において重要である。

また、東京都土木技術支援・人材育成センター（2018）において、これらの観測井の地下水位を用いて等水理水頭線が作成された。この等水理水頭線から、台地において概ね地形に沿った西から東への水理水頭分布を示していた。しかし、これらの地下水位は同一地点の複数のスクリーン深度の地下水位を平均した値を用いている。そのため、この水理水頭分布は深度方向の水理水頭を考慮していないことになる。本地域は先述の通り、帯水層が大きく傾斜していることから、深度方向の動水勾配が大きいと予想される。そのため、複数深度の地下水位を平均化して示しているこの等水理水頭線は、本地域の地下水流動系を十分に反映しているとは考えにくい。また、台地から低地へと地下水が流動しているような水理水頭分布を示しているが、図 2 で示されるように本地域も台地と低地で地質構造が大きく変化しているため、地質断面図や溶存成分から台地から低地への地下水流動を詳しく検討する必要がある。そうした際に、上記の特徴をもつ東京都所管の観測井を用いることで、本地域の水理水頭分布を帯水層ごとではなく深度範囲に区分し、その際の地形や地質の傾斜方向との関係性を深度ごとに考察することで、本地域における複雑な地形・地質構造と水理水頭分布の関係を検討し、三次元的な地下水流動系を明らかにすることができると考えられる。

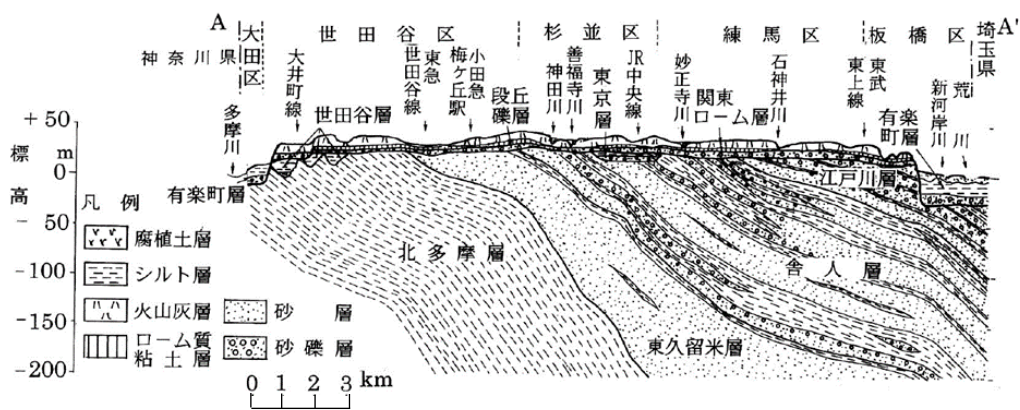


図 1 遠藤・中村 (2000) で示された東京都およびその周辺地域における南北方向の地質断面図

- Contour of the Toneri Formation base (m: T.P)
- Contour lines for topographical elevation (m: T.P)

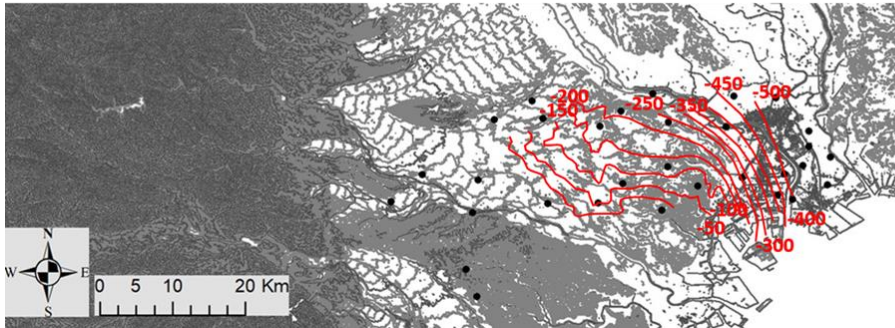


図 2 東京都およびその周辺地域の地形図および舎人層基底部の等値線図の関係 (遠藤, 1978 をもとに作成)

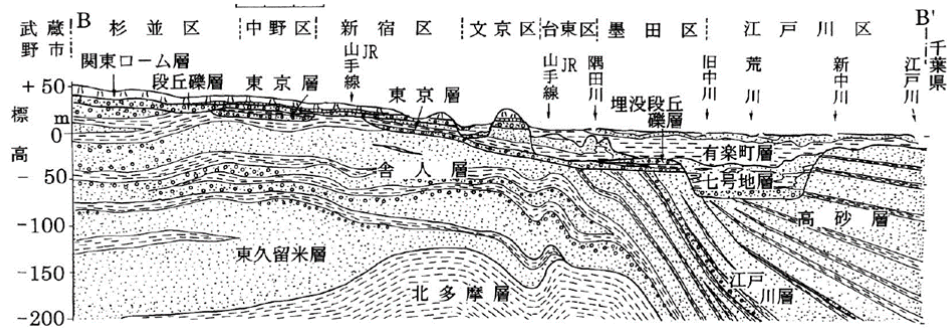


図 3 遠藤・中村 (2000) で示された東京都およびその周辺地域南部における東西方向の地質断面図

1.5 目的

1.1 で述べたように、沖積平野の中でも帯水層が水平に堆積している地域や、帯水層の傾斜が地形の傾斜とほとんど一致しているような比較的単純な地質構造をしている地域における地下水流動系に関して、仲屋ほか (2009) や Kagabu *et al.* (2013) では水理水頭ごとに区分した水理水頭解析により地下水は主として帯水層に沿って流動していることが示されてきた。また、1.3 で述べたように、都市をはじめとした沖積平野における地下水の適切な利用という観点から、沖積平野全体あるいは涵養から流動・流出までの広域を対象とした地下水流動系を明らかにすることは地下水を管理する上で非常に重要であることが示されてきた。

しかしながら、実際のフィールドでは帯水層が傾斜して堆積している場所や、基盤岩の構造と地表面の傾斜が異なる場所は多くある。そのような地域における地下水流動系は地形や帯水層の構造だけで把握することは難しく、より複雑かつ三次元的に流動していると考えられるが、このような場の条件において、地形・地質構造と水理水頭分布の関係は未だ明らかになっていない。また、1.2 で述べたように沖積平野を構成する台地と低地の境界に着目し、台地から低地への地下水流動を検討した研究はほとんどない。これらの関係を明らかにすることは、複雑な地質構造からなる沖積平野における水文地質学の発展に貢献し、多くの都市が位置する沖積平野における適切な地下水利用を考える上で重要である。

以上の観点から本研究では、帯水層と地形の傾斜方向が異なる東京都およびその周辺地域において、地下水位、地質データ、地下水溶存成分を用いて、地形・地質構造と水理水頭分布の関係を明らかにし、本地域の地下水流動系を三次元的に明らかにすることを本研究の目的とする。

2 研究対象地域の概要

研究対象地域は東京都およびその周辺を含めた地域である (図 4)。本地域は西側に関東山地があり、その東側に多摩丘陵および武蔵野台地、さらに東側に東京低地が位置している。各地形区分の海拔標高は山地でおよそ 200 m から 1800 m、台地でおよそ 10 m から 200 m、低地のほとんどは 10 m 以下であり、海拔 0 m 地帯も広がっている。また、本地域は主に 3 つの地形的集水域から構成され、西から東に多摩川流域、荒川流域、利根川流域である。流域面積 16,840 km² と全国 1 位の利根川流域が、本地域に含まれるのは全体のごく一部である一方で、多摩川流域はそのほとんどが本地域に含まれている。武蔵野台地は、多摩川によって運ばれた土砂で作られた扇状地が土台となっており、この上には火山灰からなる関東ローム層が堆積している。東西距離は約 100 km、南北距離は約 40 km、年平均降水量は 1600 mm (AMeDAS 東京 1999-2018)、年平均気温は 16.6°C (AMeDAS 東京 1999-2018) である。

本地域の被圧地下水の主要な地質層序を表 1 に示し、先行研究で分類された本地域の詳細な帯水層区分も加えた。本地域は東京層群と上総層群から構成され、下層の地層群である上総層群には台地低地共にシルト層が堆積した北多摩層と主に砂層が堆積した東久留米層があり、北多摩層の下層には基盤岩が位置している。その上層に位置する東京層群は、台地低地共に主に礫層が堆積した舎人層があり、低地ではその上層にシルトと砂礫互層からなる高砂層と江戸川層および軟弱泥層からなる有楽町層が分布している。台地は、これらの上層に関東ローム層や立川礫層といった透水性が高い地層が広く分布している。本地域の主要な帯水層は、舎人層と東久留米層であると言われており、遠藤ほか (1989) から北多摩層、舎人層、東久留米層本地域の観測井の透水係数をまとめると、舎人層と東久留米層の透水係数が高いことがわかる。先行研究により本地域の帯水層は、さらに細かく分類されているが、これらの帯水層は分布が十分に把握できていない点や、広範囲に分布していないため、本研究では基本的に舎人層や東久留米層といった大きな帯水層区分を用いることとする。本地域における帯水層基底部の構造について、現在把握していることを以下に示す。遠藤ほか (1995) において、武蔵野台地西部における基盤岩の分布が示された。基盤岩の上端面は、ほぼ南北の走向で東へ約 6° 傾斜している。また、基盤岩上端は西から東に地表面からおよそ 400 m から 2000 m の深度に分布している。本地域の主要な帯水層の一つである東久留米層の基底部に着目した。東久留米層は舎人層と合わせて本地域の主要な帯水層のうち下部層にあたり、東久留米層はおおよそ本地域全体に分布する特徴をもつ。また、東久留米層の下層は固結シルト層からなる北多摩層が分布しており、両者は北多摩層の上端であるシルト層によって明確に区別することができる。これまで、東久留米層の基底部の一部を示した遠藤ほか (1974) はあるが、全体の分布は明らかになっていない。そのため、研究対象である観測井のボーリングデータおよび、遠藤ほか (1974) をもとに、概略的ではあるが東久留米層基底部の等値線を作成した (図 5)。図 5 から東久留米層の基底部は主に西から東の傾斜と南から北への傾斜で構成されており、全体として北東方向へと傾斜していた。次に舎人

層基底部の構造は、先行研究で詳しく明らかにされており、遠藤 (1968) では A5 層と呼称され、近年では城北砂礫層と呼称されている。特に、遠藤 (1968) において 1800 m のボーリングデータを用いて、舎人層基底部の詳細な等値線が作成された (図 6)。東久留米層基底部の構造と比較すると、両者は全体として北東方向へ傾斜しており、傾斜方向は概ね一致していた。一方で、舎人層基底部では旧河道によって形成された谷がみられるが、東久留米層基底部にはそのような構造はみられなかった。これは、使用したボーリングデータの密度の違いがある点、あるいは下層まで浸食作用が及ばなかった可能性が考えられた。また、図 7 で示した東久留米層の上層に位置する富士見砂層では、断層によって南東方向に谷が形成されているが、それらは図 5 で示した東久留米層の基底部では見られない等、帯水層ごとに特徴的な構造がみられることがわかった。次に、先行研究で示された本地域の地質断面図である東西断面 (遠藤・中村, 2000; 遠藤ほか, 1977)、南北断面 (遠藤・中村, 2000) を示した。図 3 で示す本地域の南側における東西断面をみると、台地低地共に全体的に地層が東側へ傾斜しており、台地と低地の境界部において褶曲がみられた。また、舎人層や東久留米層にはその中に複数の地層が存在し、特に一部地域においてシルト層で構成される難透水層もある。また、図 8 で示す本地域の北部における東西断面をみると、南側の東西断面に比べ帯水層の構造は単純であり、特に舎人層において台地と低地は連続した地質構造がみられた。図 1 で示す本地域の南北断面をみると、帯水層が全体的に北側へと傾斜しており、台地と低地の境界部は、南側の東西断面とは異なり、ほぼ変化なく帯水層が連続している。

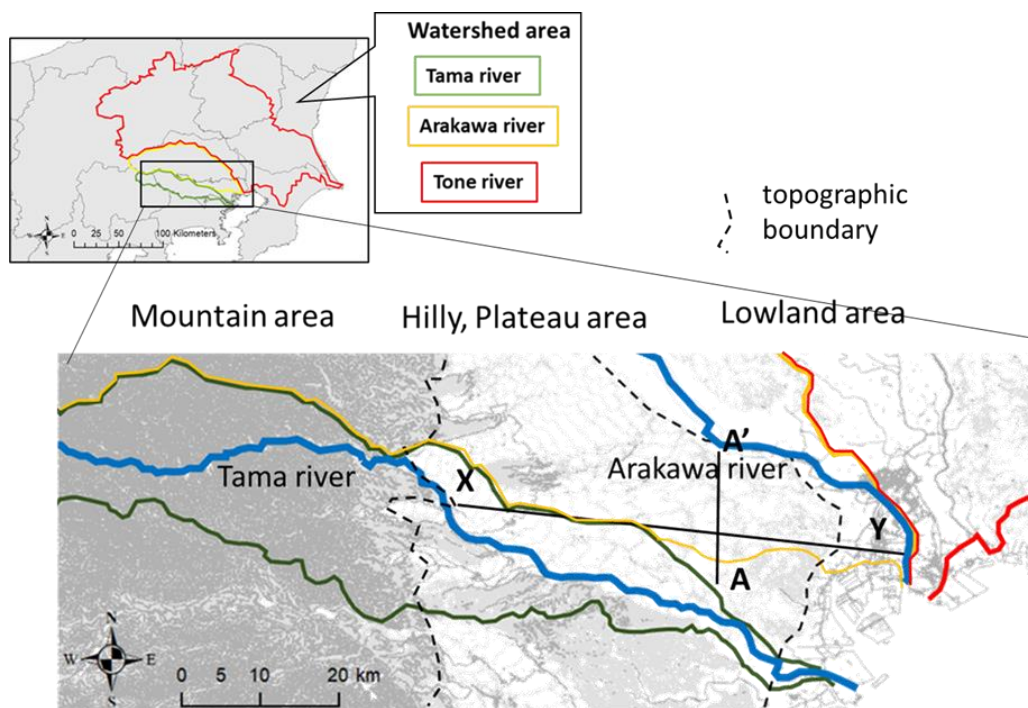
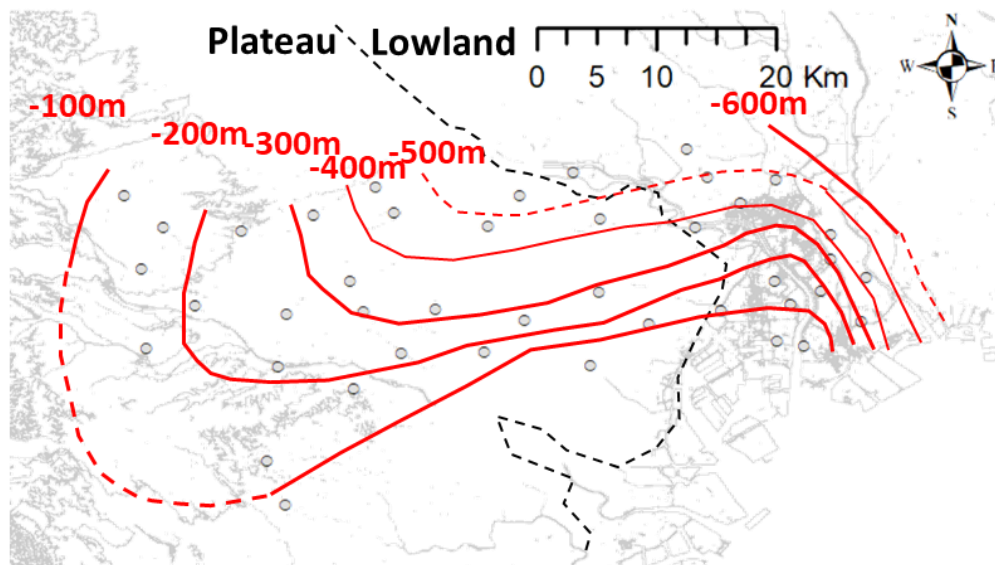


図 4 本研究対象地域の地形図および地形的流域界の区分

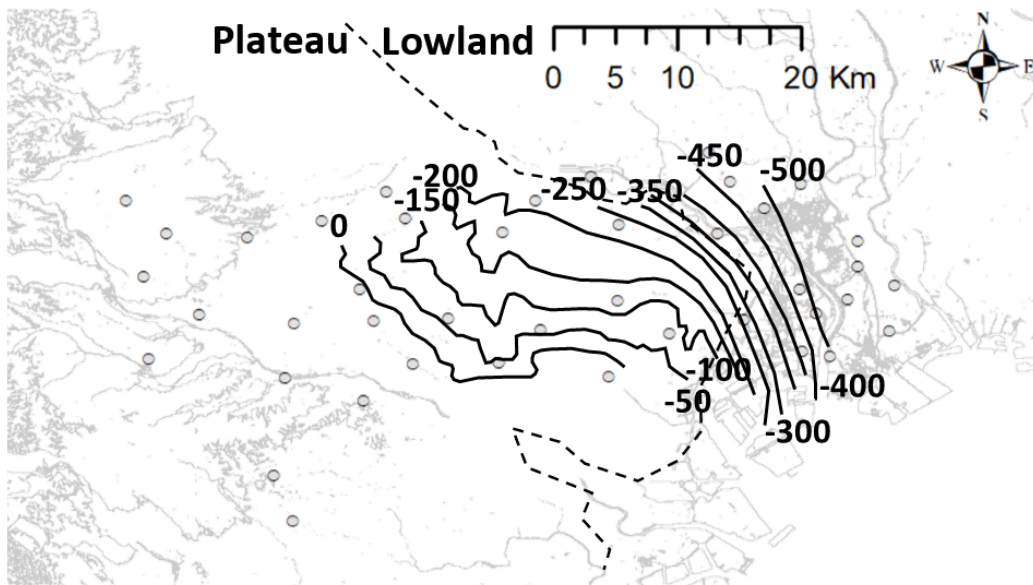
表 1 本地域の地質層序

地層群名	台地部	低地部	新藤 (1968) による区分	遠藤ほか (1991) による区分	遠藤ほか (1995) による区分	層相
東京層群	段丘砂礫層	有楽町層				有楽町層: 軟質粘土
		高砂層				シルト, 砂, 砂利の交互層
		江戸川層				シルト, 砂, 砂利の交互層
	倉人層	A6 to A8	谷原砂礫層		礫層	
			千早砂層			
		赤塚砂層				
		花山砂礫層				
		A5	城北砂礫層			
上総層群	東久留米層	A1 to A4		府中砂礫層	砂層	
				富士見砂層		
	北多摩層			神宝細粒砂層		
	基盤岩				固結シルト層	



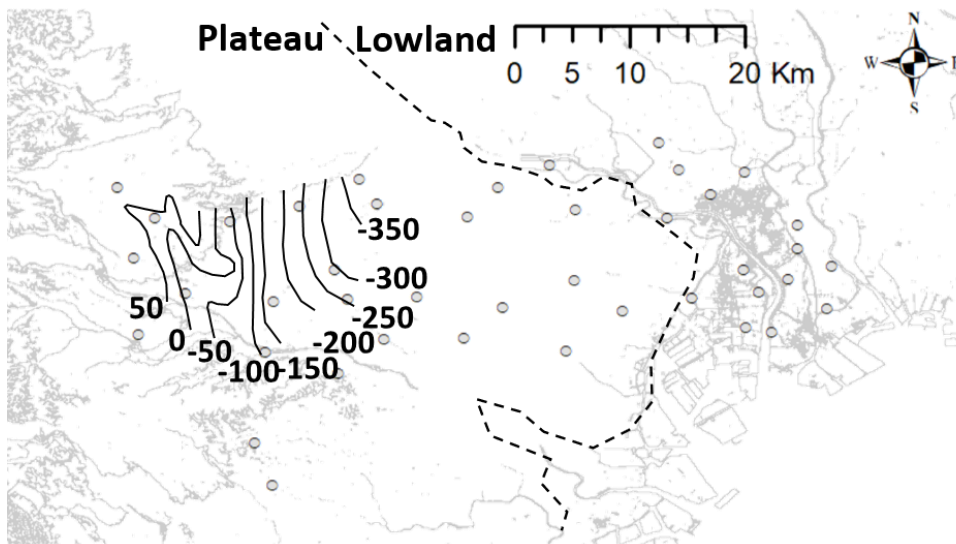
— Contours of Higashikurume formation base (m)

図 5 東久留米層基底部の等値線 (東京都所管の観測井のボーリングデータおよび遠藤ほか, 1974 をもとに作成)



— Contours of Toneri formation base (m)

図 6 舎人層基底部の等値線 (遠藤, 1978 をもとに作成)



— Contours of Fujimi sand formation base (m)

図 7 富士見砂層の等値線 (遠藤, 1995 をもとに作成)

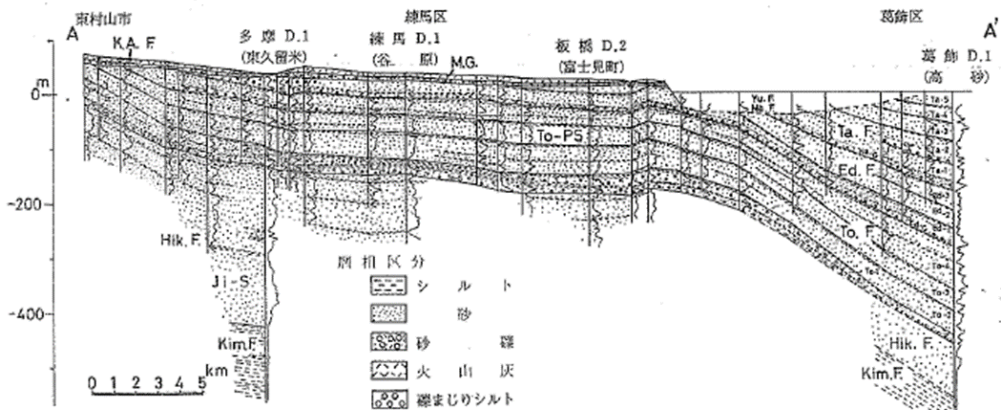


図 8 遠藤ほか (1977) で示された東京都およびその周辺地域北部における東西方向の地質断面図

3 研究方法

3.1 地質断面図の作成および水理水頭解析

表 2, 表 3 は本研究対象である東京都土木技術支援・人材育成センター所管の観測井の地点番号, 観測井名, スクリーン深度範囲, スクリーン深度の中央値, 観測井付近の地盤高, スクリーンの海拔標高, 2017 年 12 月 31 日の日平均地下水位, ボーリングデータから推定した各スクリーンの帯水層名, 各スクリーンの透水係数, およびボーリングデータを参照した先行研究をまとめたものである。地点番号や観測井名は東京都土木技術支援・人材育成センター (2018) に対応しており, 図 9 に示した地点番号と対応している。スクリーン深度や 2017 年 12 月 31 日の日平均地下水位も東京都土木技術支援・人材育成センター (2018) で示されたデータを使用した。また, スクリーン深度の中央値をそれぞれ計算し, 各地点の地盤高からその値を引いた値をスクリーン標高とした。そして, これらの観測井のボーリングデータを東京都土木技術研究所 (1963) をはじめとした複数の先行研究から入手し, これらを参考に各観測井のスクリーンが位置している深度の帯水層を推定した。さらに, 先行研究の中で透水係数の情報があるスクリーンについてはそれらを記載した。

本研究では, 帯水層と地形の傾斜が本地域の水理水頭分布のどの範囲, どの深度に影響を与えているかを検討する。そのため, 水平方向の水理水頭解析を行う上で帯水層ごとではなく, 複数の深度範囲に区分した水理水頭解析を実施した。本研究で対象とする観測井のスクリーンは, 表 2, 表 3 で示されるように一地点において 55 m という大きな幅を持つが, そのほとんどが 4 m から 20 m 程度の幅をもつ。それらのスクリーンの幅はそれぞれ同一の帯水層内に位置するため, 一つのスクリーン内に異なる帯水層の地下水が混ざらないようになっている。深度範囲ごとにスクリーンを区分する際に, 一つのスクリーンが複数の深度範囲に位置する場合があるため, 各スクリーンの中央値をそのスクリーンの代表とし, その値が該当する深度範囲において水理水頭解析を実施した。

本研究では, これらのスクリーンを海拔標高 25 m を基準に, それより上層を L0 層 (> 25 m) とし, それより下層を 50 m ごとに区分し L1 層 (-25 m to 25 m), L2 層 (-75m to -25m), L3 層 (-125 m to -75 m), L4 層 (-175 m to -125 m) と区分した。そして, 各観測井の柱状図データから帯水層の範囲を推定し, 深度範囲ごとにおける水平方向の地質分布図を作成した。

また, 鉛直方向の地質断面図は深度範囲ごとの水平方向の水理水頭解析から, 主要な地下水流動と予想される鉛直断面を選定した。この鉛直方向の地質断面図を作成する際, 観測井のボーリングデータだけではなく, 本地域の地質に関する先行研究である遠藤ほか (1977), 遠藤ほか (1996), 遠藤・中村 (2000) を参考にした。特に, 台地と低地の境界部において, 本地域は複雑な地質構造をしているが, 観測井のボーリングデータだけではそれらを再現できないため, 上記の先行研究で示された鉛直方向の地質断面図を参考にした。

表 2 本研究で対象とした観測井の諸情報 (地点 1 から地点 26)

Site No.	Name	Screen depth (m)	Median screen depth (m)	Site height (m: T.P.)	Screen height (m: T.P.)	Groundwater level in 31st December 2017 (m: T.P.)	Formation name	透水係数 (cm/sec)	ボーリングデータ参考文献
1	1-1	65 to 70	67.5	-2.2	-69.7	-3.8	Takasago		東京都土木技術研究所 (1963)
	1-2	125 to 130	127.5	-2.2	-129.7	-3.8	Toneri		
2	2-1	56 to 61	58.5	-1.8	-60.3	-4.3	Takasago		東京都土木技術研究所 (1963)
	2-2	139 to 144	141.5	-1.8	-143.3	-4.6	Toneri		
3	3-1	42 to 47	44.5	-1.0	-45.5	-5.7			
	3-2	108 to 115	111.5	-1.0	-112.5	-5.9			
4	4-1	35 to 37	36.0	1.9	-34.1	-5.6	Takasago		遠藤ほか (1973)
	4-2	76 to 87	81.5	1.9	-79.6	-5.7	Takasago		
5	5-S	2 to 10	6.0	-1.6	-7.6	-2.9			
	5-2	129 to 150	139.5	-1.6	-141.1	-6.5			
	5-3	313 to 346	329.5	-1.6	-331.1	-6.3			
6	6	47 to 55	51.0	2.5	-48.5	-0.6			
	7-1	62 to 67	64.5	1.3	-63.2	-3.3	Takasago		
7	7-2	150 to 160	155.0	1.3	-153.7	-5.6	Takasago		遠藤・小笠原 (1975)
	7-3	291 to 306	298.5	1.3	-297.2	-6.1	Edogawa		
	8-1	37 to 40	38.5	0.1	-38.4	-3.0	Yurakucho		
8	8-2	70 to 77	73.5	0.1	-73.4	-4.0	Takasago		遠藤ほか (1977)
	8-3	123 to 134	128.5	0.1	-128.4	-3.9	Edogawa		
	8-4	212 to 229	220.5	0.1	-220.4	-4.0	Toneri		
	9-1	55 to 60	57.5	1.5	-56.0	-3.1	Takasago		
9	9-2	250 to 260	255.0	1.5	-253.5	-6.9	Edogawa		東京都土木技術研究所 (1996)
	9-3	300 to 315	307.5	1.5	-306.0	-6.9	Edogawa		
	10	224 to 234	229.0	0.0	-229.0	-6.0	Edogawa		
11	11	87 to 115	101.0	3.4	-97.6	-6.1	Takasago		東京都土木技術研究所 (1996)
	12-1	99 to 104	101.5	1.2	-100.3	-8.5	Takasago		
12	12-2	170 to 177	173.5	1.2	-172.3	-10.1	Edogawa		東京都土木技術研究所 (1996)
	12-3	304 to 330	317.0	1.2	-315.8	-6.4	Toneri		
	13-1	40 to 45	42.5	1.5	-41.0	-3.0			
13	13-2	148 to 160	154.0	1.5	-152.5	-3.6	Toneri		川島ほか (2001)
	13-3	212 to 234	223.0	1.5	-221.5	-3.2	Toneri		
	14-S	2 to 6	4.0	3.4	-0.6	2.1		1.27×10^{-3}	
14	14-1	22 to 27	24.5	3.4	-21.1	-4.7			遠藤ほか (1973)
	14-2	172 to 184	178.0	3.4	-174.6	-6.0	Edogawa		
	14-3	290 to 302	296.0	3.4	-292.6	-2.6	Toneri	1.74×10^{-3}	
15	15	118 to 123	120.5	1.3	-119.2	-6.3	Takasago		東京都土木技術研究所 (1996)
	16-1	258 to 268	263.0	2.9	-260.1	3.3	Higashikurume		
16	16-2	103 to 113	108.0	2.9	-105.1	-0.6	Toneri		東京都土木技術研究所編 (1963)
	16-3	51 to 59	55.0	2.9	-52.1	-0.9	Toneri		
	17	188 to 199	193.5	28.6	-164.9	3.0	Toneri		
17	18-1	111 to 122	116.5	27.4	-89.1	6.4	Toneri		遠藤ほか (1977)
	18-2	189 to 211	200.0	27.4	-172.6	7.6	Toneri		
	18-3	327 to 355	341.0	27.4	-313.6	7.7	Higashikurume		
19	19-1	87 to 97	92.0	42.0	-50.0	16.1	Toneri		遠藤ほか (1977)
	19-2	185 to 195	190.0	42.0	-148.0	10.6	Toneri		
20	20	114 to 125	119.5	32.9	-86.6	10.4	Higashikurume		遠藤ほか (1977)
	21-S	4 to 8	6.0	37.1	31.1	32.9		1.27×10^{-3}	
21	21	115 to 143	129.0	37.1	-91.9	26.4	Toneri	8.90×10^{-4}	河合ほか (1993)
	22	87 to 109	98.0	41.2	-56.8	33.7	Kitatama		
22	23-S	9 to 13	11.0	17.3	6.3	11.0		4.62×10^{-4}	東京都土木技術研究所 (1998)
	23-1	125 to 147	136.0	17.3	-118.7	14.0	Kitatama	8.13×10^{-5}	
23	24-1	19 to 28	23.5	15.1	-8.4	5.9		2.07×10^{-4}	河合・川島 (1995)
	24-2	92 to 109	100.5	15.1	-85.4	4.5	Kitatama	9.04×10^{-4}	
24	25-S	4 to 5	4.5	39.8	35.3	36.3			遠藤ほか (1981)
	25-1	85 to 90	87.5	39.8	-47.7	17.0	Toneri		
	25-2	158 to 169	163.5	39.8	-123.7	15.6	Toneri		
	25-3	393 to 417	405.0	39.8	-365.2	17.9	Higashikurume		
	26-1	20 to 25	22.5	33.9	11.4	27.8	Toneri	2.67×10^{-4}	
25	26-2	43 to 53	48.0	33.9	-14.1	15.3	Higashikurume	4.80×10^{-2}	遠藤ほか (1981)
	26-3	84 to 95	89.5	33.9	-55.6	13.5	Higashikurume	8.77×10^{-3}	
	26-4	146 to 162	154.0	33.9	-120.1	15.1	Higashikurume	2.77×10^{-3}	

表 3 本研究で対象とした観測井の諸情報 (地点 27 から地点 42)

Site No.	Name	Screen depth (m)	Median screen depth (m)	Site height (m: T.P.)	Screen height (m: T.P.)	Groundwater level in 31st December 2017 (m: T.P.)	Formation name	透水係数 (cm/sec)	ボーリングデータ参考文献
27	27-S 7 to 9		8.0	44.2	36.2	36.6			
	27-1 77 to 83		80.0	44.2	-35.8	21.7	Toneri		
	27-2 158 to 186		172.0	44.2	-127.8	13.9	Toneri		遠藤ほか (1977)
	27-3 385 to 407		396.0	44.2	-351.8	17.4			
28	28-S 9 to 11		10.0	97.2	87.2	88.0			
	28-1 75 to 81		78.0	97.2	19.2	55.1	Higashikurume		川島・河合 (1977)
	28-2 154 to 165		159.5	97.2	-62.3	28.5	Higashikurume		
	28-3 226 to 248		237.0	97.2	-139.8	23.4	Higashikurume		
29	29-S 5 to 7		6.0	75.0	69.0	69.8			
	29-1 90 to 102		96.0	75.0	-21.0	69.5	Higashikurume	5.32×10^{-2}	遠藤ほか (1978)
	29-2 238 to 255		246.5	75.0	-171.5	69.2	Kitatama	4.07×10^{-4}	
30	30-1 71 to 83		77.0	71.3	-5.7	19.7	Toneri	2.76×10^{-4}	
	30-2 140 to 151		145.5	71.3	-74.2	20.5	Higashikurume	4.00×10^{-2}	遠藤ほか (1981)
	30-3 243 to 259		251.0	71.3	-179.7	22.9	Higashikurume	1.67×10^{-2}	
	31-S 3 to 8		5.5	46.8	41.3	42.4		6.69×10^{-4}	
31	31-1 114 to 125		119.5	46.8	-72.7	24.5	Higashikurume	1.60×10^{-2}	河合ほか (1992)
	31-2 167 to 189		178.0	46.8	-131.2	24.0	Higashikurume	2.58×10^{-2}	
32	32-1 94 to 100		97.0	124.5	27.5	96.2	Higashikurume		
	32-2 164 to 175		169.5	124.5	-45.0	67.7	Higashikurume		川島ほか (1990)
	32-3 254 to 265		259.5	124.5	-135.0	63.2	Kitatama		
33	33-1 28 to 33		30.5	69.0	38.5	47.2	Higashikurume	8.05×10^{-5}	
	33-2 142 to 153		147.5	69.0	-78.5	44.6	Higashikurume	2.84×10^{-3}	遠藤ほか (1981)
	33-3 213 to 241		227.0	69.0	-158.0	35.4	Higashikurume	5.11×10^{-3}	
34	34-1 37 to 42		39.5	62.7	23.2	57.9	Toneri	1.9×10^{-3}	
	34-2 170 to 181		175.5	62.7	-112.8	24.8	Higashikurume	5.0×10^{-2}	川島・河合 (1983)
	34-3 257 to 273		265.0	62.7	-202.3	20.9	Higashikurume	1.1×10^{-4}	
35	35-S 5 to 10		7.5	109.1	101.6	99.6		2.0×10^{-3}	
	35-1 88 to 100		94.0	109.1	15.1	87.4	Higashikurume	2.1×10^{-2}	川島ほか (1984)
	35-2 148 to 175		161.5	109.1	-52.4	87.3	Higashikurume	6.9×10^{-3}	
36	36-1 76 to 93		84.5	142.3	57.8	87.8	Higashikurume	2.1×10^{-3}	川島ほか (1985)
	36-2 142 to 169		155.5	142.3	-13.2	80.7	Kitatama	2.1×10^{-3}	
37	37-S 76 to 93		7.5	49.5	42.0	45.0		2.35×10^{-2}	
	37-1 142 to 169		108.5	49.5	-59.0	50.8	Higashikurume	4.31×10^{-3}	河合・川島 (1999)
38	38 5 to 10		200.0	36.7	-163.3	28.1	Kitatama	1.29×10^{-3}	河合ほか (1987)
	39-1 92 to 125		78.0	61.8	-16.2	59.5	Higashikurume	6.71×10^{-8}	
39	39-2 189 to 211		158.0	61.8	-96.2	33.9	Kitatama	1.01×10^{-6}	川島ほか (1988)
	40-1 42 to 53		47.5	53.1	5.6	30.5	Higashikurume	7.68×10^{-3}	
40	40-2 176 to 203		189.5	53.1	-136.4	36.8	Kitatama	2.47×10^{-4}	河合・川島 (1991)
	41-S 10 to 15		12.5	55.5	43.0	46.1		8.87×10^{-1}	
41	41-1 97 to 113		105.0	55.5	-49.5	18.7	Toneri	1.61×10^{-4}	遠藤ほか (1995)
	41-2 178 to 233		205.5	55.5	-150.0	9.6	Higashikurume	4.43×10^{-5}	
42	42-S 8 to 13		10.5	119.3	108.8	108.3			
	42-1 92 to 103		97.5	119.3	21.8	69.4	Higashikurume	7.82×10^{-2}	川島ほか (1990)
	42-2 187 to 210		198.5	119.3	-79.2	65.4	Kitatama	7.53×10^{-3}	

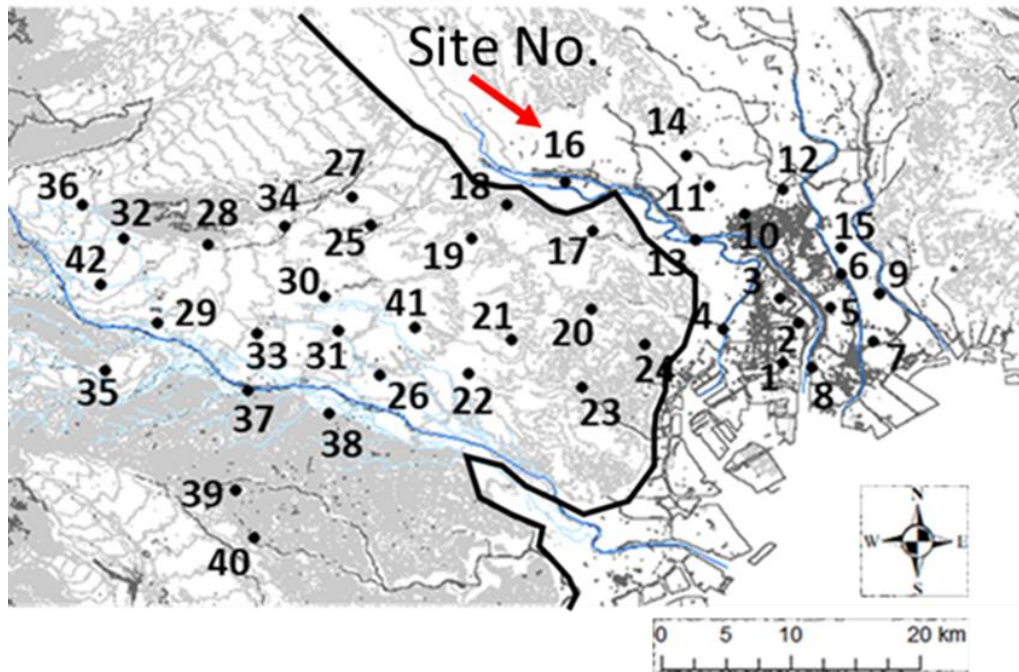


図 9 東京都所管の観測井分布と地点番号

3.2 水試料の採取および溶存成分分析

地下水、河川水、湧水、降水の採水地点を図 10 に示し、これらの採水日を表 4 にまとめた。地下水の採水について、観測井内に滞留した水をフラッシングするためのポンプと採水用のベネットポンプ (GEO-pump-BENNETT-1400) の 2 つを使用した (図 11)。フラッシングポンプの長さは 20 m であり、地下水面が観測井の上端から 20 m 以内であればフラッシングが可能である。また、フラッシングポンプはベネットポンプに比べて揚水量が大きく、観測井の上端から水面までの距離が 10 m 以内であれば揚水量はおおよそ 10 L/min であり、20 m 以内であればおおよそ 5 L/min であった。フラッシングする揚水量を計算するにあたって、対象とした多くの観測井の直径は 20 cm 以下であること (東京都土木技術支援・人材センター, 2018)、採水時にベネットポンプはスクリーンの深度まで降ろすことが可能であることを考慮し、観測井の高さで表すとおおよそ 10 m 相当である 330 L の滞留した水を排水することにした。フラッシング終了後、ベネットポンプを観測井のスクリーン深度まで降ろし採水した。ベネットポンプは地下水中の溶存ガスを測定する際に使用するポンプであり、圧縮空気によりポンプ内のシリンダーを上下させて水をくみ上げるシステムであるため、気泡を生じさせることなく地下水の採水が可能である。ベネットポンプを使用する際には、コンプレッサー、ナイロンチューブを使用した。SF₆ 分析用の水試料を採取する際、涵養時の大気に含まれている濃度が保存された状態であることが必要となるため、現在の大気と地下水が触れないような水試料の採取を行い、六フッ化硫黄 (SF₆) 分析用に 500 mL ガラス瓶 2 本に採取した。また、無機溶存成分および水素・酸素安定同位体比分析用にポリ容器に採水した。なお、ベネットポンプを用いて地下水が採水できなかった地点ではペーラーを用いて採水を行い、無機溶存成分や水素・酸素安定同位体比の分析のみ実施した。

降水は山地、台地、低地で採水および降水量の観測を実施した。採水地点の標高を表 5 に示した。降水サンプルの設置地点は、周辺が開けた建物の屋上に設置し、5L タンクに漏斗を取り付けた。降水試料の回収は月一回行い、ポリ容器に採水した。降水量は各採水地点から数百 m 以内で観測されている東京都水防災総合情報システム提供のデータを使用した。河川水は山地と台地に分布する多摩川およびその支流で採水し、低地では中川、荒川をはじめ複数の河川水を採水した。周辺に通行可能な橋が存在する場合、橋の中心から紐をつけたステンレス容器を降ろして河川水を採水した。そうではない場合、河川岸から紐をつけたステンレス容器を河川の中央に向かって投げ込み河川水を採水した。湧水は岸でステンレス容器を用いて水を汲んだが、湧水地点が目視できた場合はステンレス容器をそこに投げ込んで採水した。

無機溶存成分について、陰イオンは重炭酸イオン (HCO₃⁻)、塩素イオン (Cl⁻)、硝酸イオン (NO₃⁻)、硫酸イオン (SO₄²⁻)、陽イオンはナトリウムイオン (Na⁺)、カリウムイオン (K⁺)、マグネシウムイオン (Mg²⁺)、カルシウムイオン (Ca²⁺) について分析した。採水した各試料を 0.20 μm セルロースエステルフィルターの (DISMIC-25, ADVANTEC) でフィルタ

リングし、 HCO_3^- を除く陰イオンはイオンクロマトグラフ (HIC-10Asuper, Shimadzu), 陽イオンは筑波大学研究基盤総合センター分析部門のプラズマ発光分光分析装置 (ICP-7300, および, ICP-8100) を使用して分析を実施した。 HCO_3^- は, 0.005 mol 硫酸溶液を用いた pH 4.8 アルカリ度滴定法を使用し, 分析を実施した。

水素・酸素安定同位体比は, 波長スキャンキャビティリングダウン分光法を用いた液体水同位体分析計 (L2120-i, Picarro) を用いて分析を実施した。水素・酸素安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) 分析結果は, 次式のように δ 値 (‰) で示した。

$$\delta (\text{‰}) = \frac{R_{\text{Sample}} - R_{\text{SMOW}}}{R_{\text{SMOW}}} \times 1000 \quad (3.2)$$

R_{Sample} は試料中, R_{SMOW} は標準平均海水 (V-SMOW: Vienna-Standard Mean Ocean Water) の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^2\text{H}/^1\text{H}$ を示している。分析精度は, $\delta^{18}\text{O}$ が 0.3‰, $\delta^2\text{H}$ が 1.0‰である。

SF_6 溶存濃度については, 筑波大学生命環境系水循環・水環境研究室において, パージ・トラップ法により前処理を実施した後, 電子補足型検出器付ガスクロマトグラフ (島津製作所 GC-8A-ECD, Shimadzu) により分析を実施した (図 12)。

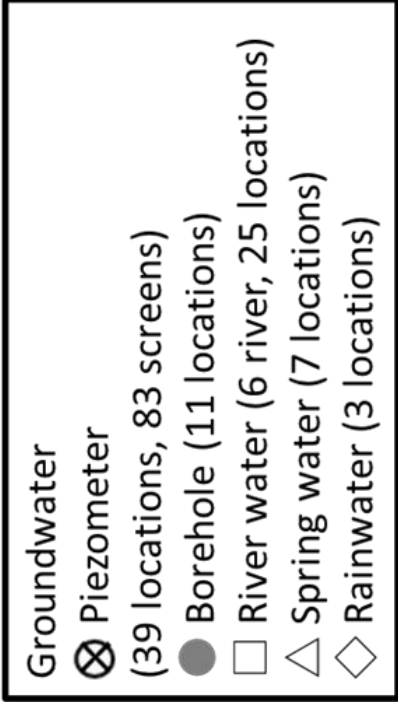
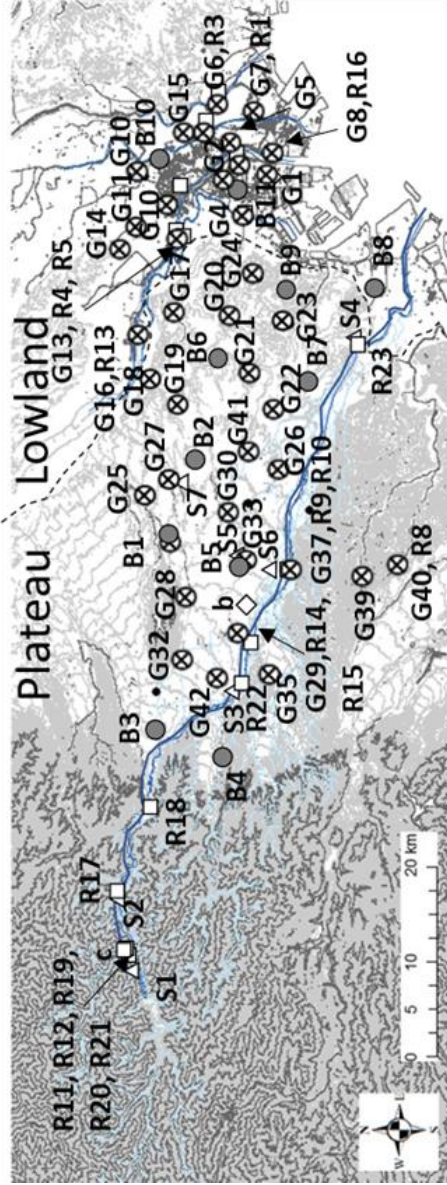


図 10 地下水、河川水、湧水、降水の採水地点

表 4 採水地点および採水日一覧

日程	採水種別・地点			
	地下水 (G: 観測井, B: 民間井戸)	河川水	湧水 (S)	降水
2019/5/27	G9, G7	R1, R2		
2019/6/12	G6, G13	R3~R5		
2019/6/19	G26	R6		
2019/7/8	G2	R7		
2019/7/22	G40, G37	R8~R10		
2019/8/2		R11, R12		a, b, c
2019/8/7	G33, G16	R13		
2019/8/21	G39			
2019/9/3				a, b, c
2019/9/4	G29	R14, R15		
2019/9/25	G13, G15, G6			
2019/10/7				a, b, c
2019/10/8	G8	R16		
2019/10/24	G2, G5, G7			
2019/11/5				a, b, c
2019/12/3				a, b, c
2020/12/11	P1		S1	
2020/12/16		R17~R23	S2~S5	
2020/12/18	P2, P3	R24, R25	S6, S7	
2020/1/6				a, b, c
2020/1/9	P4, P5			
2020/1/10	P6, P7			
2020/1/15	P8			
2020/1/16	P9, P10			
2020/1/17	P11			
2020/2/4				a, b, c
2020/3/3				a, b, c
2020/4/7				a, b, c
2020/5/8				a, b, c
2020/6/5				a, b, c
2020/6/24	G22, G21			
2020/7/3				a, b, c
2020/7/8	G24			
2020/8/7				a, b, c
2020/8/19	G12			
2020/9/2	G26			
2020/9/9	G1			
2020/9/16	G35			
2020/9/30	G20, G17			
2020/10/14	G25			
2020/10/28	G19			
2020/11/11	G27, G25			
2020/11/25	G18, G11			
2020/12/10	G4, G23			
2021/5/26	G33, G30, G41			
2021/6/2	G42, G32, G28			
2021/6/9	G14, G10			

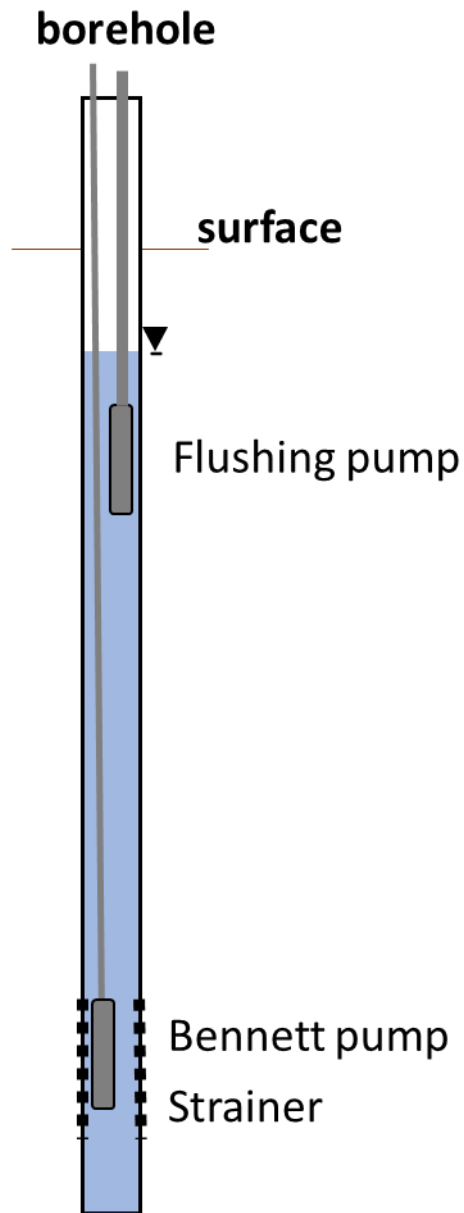


図 11 観測井におけるベネットポンプおよびフラッシングポンプを用いた地下水採水システム

表 5 降水試料採水地点および採水標高

No.	Area	Sampling Place (on the roof)	elevation (m)	Division
a	Koto	Tokyo Metropolitan Institute for Environmental Science	1.5	Low land
b	Tachikawa	Tama Environment Office	80	Plateau, hilly area
c	Okutama	Okutama town hall	344	Mountain

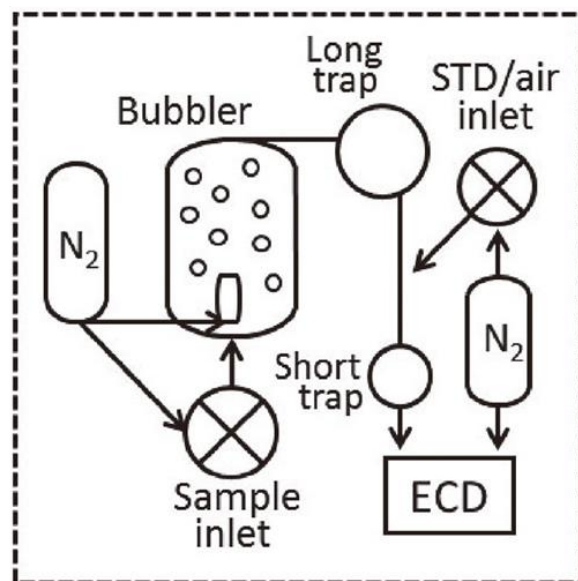


図 12 六フッ化硫黄濃度分析システム (写真) と分析システム回路図 (榊原ほか, 2017 より)

3.3 六フッ化硫黄を用いた地下水滞留時間の推定

六フッ化硫黄 (SF_6) の解析方法は, IAEA (2006) および山本 (2016) を参照した。 SF_6 の大気濃度曲線の補正について, 大気濃度が高い都市域周辺で USGS が公表している SF_6 濃度が低い北半球平均を大気濃度曲線として地下水年代推定をする場合, 地下水滞留時間が実際よりも短く推定される恐れがある (浅井ほか, 2017)。そのため, 都市周辺で地下水滞留時間を推定する際には, 大気や土壌ガスの濃度を実測してその超過率を求めて, その値が過去も同等であると仮定した上で, 北半球平均の濃度曲線に超過率を乗じて補正曲線を作成することが一般的である (Bauer *et al.*, 2001)。

本地域においてこれまで大気 SF_6 濃度を測定した先行研究は, 2012 年 8 月と 2013 年 3 月に実施した浅井ほか (2017), 1999 年から 2002 年に実施された小峯ほか (2013), 2019 年 4 月から 2020 年 3 月に実施された朝倉・田部 (2020) の計 3 つである。日本の三大都市で大気中の SF_6 濃度を測定した浅井ほか (2017) によると, 2011 年から 2013 年における東京都の大気 SF_6 濃度は 10.2 pptv から 61.9 pptv の範囲を示し, 平均値は 15.6 pptv であった。この平均値と同時期の北半球平均の値を比較して, 北半球平均に対する本地域の超過率が 102 % と推定された。小峯ほか (2003) で報告された 1999 年から 2002 年の本地域の大気 SF_6 濃度は, 13.1 pptv から 14.6 pptv と測定された。この期間中の北半球平均濃度は, 4.3 pptv から 5.2 pptv であり, 超過率はおよそ 200% と計算された。一方で, 小峯ほか (2003) において観測された期間中の SF_6 濃度は単調増加しておらず, 1999 年, 2000 年, 2002 年において 13.1 pptv から 13.4 pptv と変化が非常に小さく, 2001 年に 14.6 pptv と高い値を示した。大気 SF_6 濃度が経年変化していることを考慮すると, 小峯ほか (2003) で得られた大気 SF_6 濃度はその傾向から外れているため, 今回本地域における大気 SF_6 濃度の補正には使用せず, 参考値として使用した。朝倉・田部 (2020) で報告された 2019 年 4 月から 2020 年 3 月の大気 SF_6 濃度は, 11.7 pptv から 13.4 pptv であり, 平均値は 12.6 pptv であった。この時の超過率は 26% と計算され, 他の 2 つの先行研究に対して低い超過率を示した。本研究では大気中 SF_6 濃度を補正するにあたって, 上記の先行研究で求められた超過率を使用する。しかし, これらの超過率が大きく異なっていることから, 今回現地調査の際にいくつかの地点においてガラスシリンジに大気を採取し, 大気中の SF_6 濃度を分析した。それらの大気濃度と本研究で測定された地下水中の SF_6 濃度から, 本地域の地下水滞留時間を推定する際に使用する大気 SF_6 濃度曲線を選定した。

次に, SF_6 の水中溶存濃度から大気換算濃度へ変換する際, ヘンリーの溶解平衡の法則を用いた。この時, 対象地域内における地下水の涵養標高, 涵養温度を設定する必要がある。涵養標高について, 酸素安定同位体比から推定された湧水の涵養標高を用いる研究もあるが (山本 2016), 本研究対象地域のような, 平野部かつ標高差が 200 m 程度の小さい地域において, 流域の平均標高と実際の涵養標高との標高差は, 滞留時間の推定にほとんど影響ないと考えられる。そのため, 今回地下水の涵養標高を対象流域の平均標高である 100 m

とした。また、涵養時の全大気圧を推定するために用いられる、涵養時の水温について、SF₆によって推定される滞留時間は年スケールであるため、従来の研究では採水地点付近の年平均気温や、湧水や地下水温度が用いられる（浅井ほか, 2010; 浅野ほか, 2011）。また、Plummer *et al.* (2001) では、溶存窒素とアルゴンを用いて涵養温度を推定している。本研究では涵養時の水温について、AMeDAS による調査対象地域に最も近い 1999 年から 2018 年にかけて、20 年間の平均気温である 16.6°Cとした。そして、地下水流動モデルをピストン・フローモデルと仮定するみかけ年代を涵養年代とし、滞留時間の推定を実施した。

SF₆の分析精度を調べるために、SF₆濃度が同じである水サンプルについて、16 回繰り返し分析を行ったところ、SF₆濃度は 2.31 fmol/L から 2.50 fmol/L を示し（図 13）、分析誤差が 4.5%となり、分析機器による滞留時間の誤差が±0.7 年であることが分かった。以上のことから、SF₆を用いた滞留時間の推定において、1 年以上の差は有意であることが考えられる。

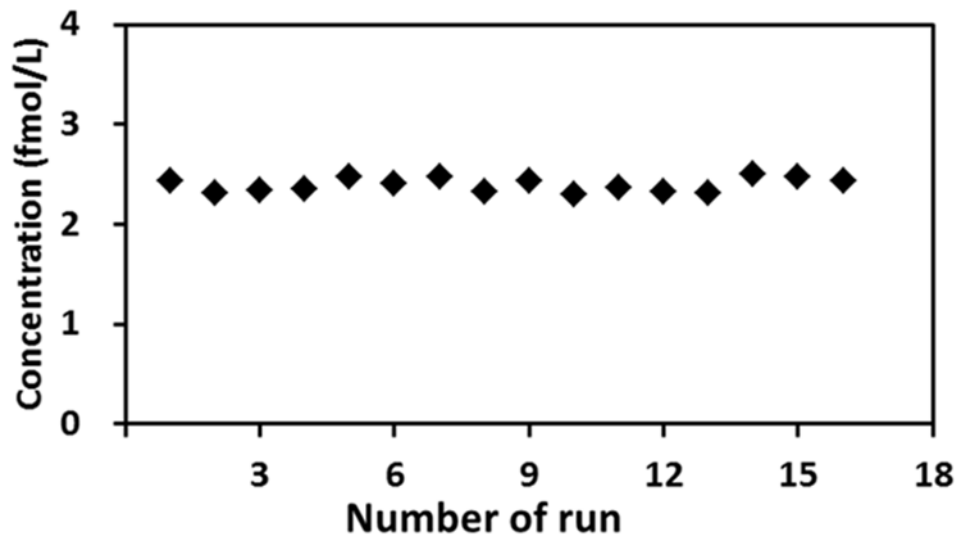


図 13 六フッ化硫黄濃度分析精度測定を目的とした繰り返し分析の結果

4 結果と考察

4.1 地下水をはじめとした溶存成分および水素酸素安定同位体比

図 14 に 2019 年 8 月から 1 年間の山地、台地、低地における月降水量と酸素安定同位体比を示した。期間中における月別の降水量は 2 月で最小の 10 mm 以下であり、10 月に最大で 900 mm 程度を示した。特に、2019 年 10 月は台風の影響により降水量が大きくなっており、山地において低地より 400 mm 以上も大きい 900 mm であった。一方で、2019 年 10 月を除き 3 地点で降水量の大きな違いはみられなかった。月別の酸素安定同位体比は、2019 年 12 月の山地において最も低い -17‰ 、2020 年 5 月の低地において最も高い -4‰ を示し、季節変化した。地点別にみると、山地における酸素安定同位体比はほとんどすべての月で台地や低地よりも低いことがわかる。また、これらの安定同位体比を降水量で加重平均したものを表 6 で示した。加重平均した各地点の酸素安定同位体比は台地で -7.7‰ 、低地で -7.4‰ を示す一方で、山地で -9.5‰ と明らかに低い値を示した。

河川水・湧水のヘキサダイアグラムおよび酸素安定同位体比を図 15 に示す。はじめに、山地から台地および低地に流動する多摩川の河川水について、ヘキサダイアグラムは全ての地点でカルシウム重炭酸型を示し、山地から下流の台地および低地への流下に伴い溶存イオン濃度が高くなる傾向がみられた。また、酸素安定同位体比は標高が高い山地では -9.3‰ より低い値を示し、下流に向かうにつれてそれより高い値を示した。さらに、多摩川周辺の湧水は多摩川の河川水と同様カルシウム重炭酸型であるが、硝酸濃度が相対的に高い値を示した。そして、酸素安定同位体比も近隣の河川水と類似した値を示した。降水量で加重平均した降水の安定同位体比は山地で -9.3‰ 、台地で -7.8‰ であり、山地や台地の河川水や湧水の酸素安定同位体比はそれらと同程度の値を示した。このことから、山地で降った降水が山地の河川や湧水の主たる起源であり、河川水は流下に伴って台地に降った降水の寄与を受け高い値へと推移していると考えられた。

低地で採水した河川水は酸素安定同位体比およびヘキサダイアグラムが地点ごとに大きく異なっていた。東京湾付近に位置する低地南部の河川水は NaCl 型で高い安定同位体比を示した。これは、潮汐の影響により東京湾から河川への海水の侵入によるものであると考えられた。また、低地北側においてカルシウム重炭酸型を示し、低い酸素安定同位体比を示す地点もみられた。さらに、低地における降水の酸素安定同位体比は -7.4‰ 程度であり、河川水でみられた安定同位体比とは異なっていた。そのため、低地の降水は低地の河川水に大きく寄与していないと予想された。この理由として、本地域はコンクリートやアスファルトで覆われた不浸透域が広く分布している地域であり、降水はすぐに河川水へと即座に流出するための整備が施されていることが挙げられた (荒木ほか, 2012)。

また、河川水および湧水の水質組成をトリリニアダイアグラムで示した (図 16)。山地の湧水と河川水は全陽イオン中の Ca^{2+} の割合が高く、全陰イオン中の HCO_3^- の割合が高い地

点にプロットされた。多摩川は下流に向かうにしたがって全陰イオン中の SO_4^{2-} や NO_3^- の割合が高くなり、全陽イオン中の Na^+ や K^+ の割合が高くなった。低地の河川水は台地の河川水の近隣にプロットされる地点と全陰イオン中の Cl^- の割合が高く、全陽イオン中の Na^+ の割合が高い地点がみられた。

地下水の水質組成を台地と低地に区分してトリリニアダイアグラムで示す (図 17)。台地地下水は全陰イオン中の HCO_3^- の割合が高く、全陽イオン中の Ca^{2+} の割合が高い地点に特に多くプロットされた。低地地下水は台地のそれと比較し、より広い範囲にプロットされた。特に、台地ではみられなかった全陰イオン中の Cl^- の割合が高く、全陽イオン中の Na^+ の割合が高い地点にもプロットされた。また、地下水のトリリニアダイアグラムを3つのグループに区分した(図 18)。全カチオンの中で Ca^{2+} の割合が多いグループ A はほとんどの台地地下水と一部の低地地下水が含まれた。グループ B と C は全カチオンの中で Na^+ の割合が多いグループであり、その中でも全アニオンの中で Cl^- の割合が多いグループ B は低地の地下水のみ含まれ、全アニオンの中で HCO_3^- の割合が多いグループ C は台地と低地両方の地下水が含まれている。また、図 16 で示した河川水および湧水のトリリニアダイアグラムと比較すると、台地で多くプロットされた全陰イオン中の HCO_3^- の割合が高く、全陽イオン中の Ca^{2+} の割合が多いグループ A は山地や台地の河川水および湧水が多くプロットされる地点であった。さらに、低地地下水の一部でみられた全陰イオン中の Cl^- の割合が高く、全陽イオン中の Na^+ の割合が高いグループ B は低地河川水の一部でもみられた。そして、全アニオンの HCO_3^- の割合が高く、全陽イオン中の Na^+ の割合が高いグループ C には河川水や湧水は含まれていなかった。これは、グループ C が一般に深層地下水でみられる水質組成であり (丸井, 2012), 地下水の流動過程において形成されるためであると考えられた。さらに、グループごとの地下水のおおよその空間分布を示す (図 18)。グループ A は台地全体と低地の北西部に分布した。グループ B は主に低地の南部に分布しており、グループ C は低地の北側で特に多くみられる一方で、台地では分布にばらつきがみられた。このことから、台地は広い範囲で類似した水質組成を示す中で、低地では地域ごとに異なる水質組成を示し、特に低地の北部と南部で水質組成が区分されていた。

降水、河川水、湧水および地下水の δ ダイアグラムについて降水を除いてそれぞれ山地、台地、低地に区分して示した (図 19)。本地域で得られた河川水、湧水、地下水の酸素安定同位体比の範囲は-11‰から-3‰であり、水素安定同位体比の範囲は-70‰から-20‰であった。特に、これらの安定同位体比の値が明らかに高い河川水に関して、海水が大きく寄与していると考えられた。また、ほとんど全てのサンプルが世界天水線上にプロットされており、かつ本地域で得られた降水のプロット内に含まれているため、本地域の水はそのほとんどが天水起源であることが示唆された。次に、酸素安定同位体比と採水地点の標高の散布図を示す (図 20)。地下水はスクリーン標高の中央値を採水地点の標高とした。また、降水の酸素安定同位体比は降水量で加重平均した値を用いた。多摩川とその支流の河川水は標高が高くなるにつれて酸素安定同位体比が低くなる傾向を示し、酸素安定同位体比の

高度効果のようなものがみられた。湧水の安定同位体比は同標高の河川水と概ね同じ値であった。また、低地の河川水の酸素安定同位体比は-10‰から-3‰の範囲を示した。地下水は台地と低地に区分すると、台地では3地点で酸素安定同位体比が-9‰より低い値を示したが、その他のほとんどが標高に関わらず-8‰程度にプロットされた。低地地下水の酸素安定同位体比は-10‰から-5‰の範囲を示し、その中でも特に-9‰より低い値を示すものが多かった。さらに降水、河川水、湧水、地下水の酸素安定同位体比を山地、台地、低地の地形区分ごとに箱ひげ図を作成し、地形区分ごとの水の酸素安定同位体比の特徴をまとめた(図 21)。山地について湧水のサンプル数が2つと少ないが、河川水、湧水共に-9‰より低い値を示す傾向がみられた。台地における河川、湧水、地下水の酸素安定同位体比は概ね-8‰前後の範囲にプロットされ、特に台地地下水のサンプル数は54サンプルと多い中で、一部を除いて酸素安定同位体比の範囲が非常に小さかった。低地の河川水や地下水では山地や台地のそれらと比較して、酸素安定同位体比が示す範囲が大きかった。そして、低地地下水の酸素安定同位体比が示す範囲が山地の河川水でみられるように低い範囲であることがわかった。上記の酸素安定同位体比の結果から、山地の降水は-9‰程度、台地と低地は-7.6‰程度であり、台地の地下水の多くは山地の降水が大きく寄与しておらず、台地に降った降水あるいは河川水をはじめとした台地に存在する水が主たる起源であることが推定された。また、低地地下水の多くは低地の降水より明らかに低い同位体比を示すことから、少なくとも低地に降った降水が低地地下水の主たる起源ではなく、より標高が高い地点に降った水が起源であると推測された。

また、台地と低地の地下水に関して、それぞれ主たる水質組成や酸素安定同位体比が異なる傾向を示した。これは、台地から低地へと地下水が単純に寄与していないことを示唆した。特に、酸素安定同位体比は一般的に涵養から流出までその値が変化しない特徴があることから、台地地下水より低い安定同位体比をもつ水が低地に大きく寄与していることが考えられた。そして、今回得られた水サンプルの中で-9‰より低い酸素安定同位体比をもつ水は山地の降水や、湧水をはじめとした山地で涵養された地下水、また一部の低地の河川水であった。これらが低地地下水の主要な起源となるかについては、低地地下水の酸素安定同位体比の空間分布などから詳細に検討する必要がある。

2018年8月から2019年10月における大気SF₆濃度は14.7 pptv から 19.1 pptv であった(図 22 および表 7)。これらの値は同時期に採取した朝倉・田部(2020)で得られた値よりすべて高かった。採取した大気SF₆濃度は広い範囲をとる一方で、5つのサンプルのうち3つが18 pptv から 19 pptv と測定された。残り2つのサンプルがこれらの範囲より低いSF₆濃度を示した要因について、SF₆の大気濃度の季節変化や地域ごとの分布が考えられる。SF₆濃度の季節変化について、本地域で小峯ほか(2013)において1999年から4年間の平均的月別大気SF₆濃度の変化を示しており、4月や8月に最小値11 pptv、11月や12月に最大値17 pptv の範囲で変化していた。本研究で分析した中で低い値を示した2サンプルはそれぞれ7月と11月であり、小峯ほか(2013)でみられた低い値を示した月とは異なっていた。大気サ

サンプルを採取した地域をみると、低い濃度を示した 2 地点は本地域東部の江戸川区であった。それに対し、18 pptv から 19 pptv を示した地域は広範囲に分布していた。そのため、広範囲に分布し、濃度が集中していた 18 pptv から 19 pptv の大気 SF₆ 濃度を今回の観測期間における本地域の代表値とした。本地域における台地と低地の地下水中の SF₆ 濃度を表 8 に示した。台地、低地共に地下水中の SF₆ 濃度は 0 fmol/L から 40 fmol/L 程度の類似した範囲を示した。一方で、平均値や中央値は低地地下水の方が低く、特に低地地下水の中央値は 0 fmol/L であり全体的に低地地下水の SF₆ 濃度が低いことがわかる。これらの SF₆ 濃度を涵養標高 100 m、涵養温度を 16.6 °C という条件を用いて涵養時の大気濃度へと変換し、箱ひげ図に示した (図 23)。図 23 から、統計的に 40 pptv 以上の SF₆ 濃度が外れ値として計算された。また、台地に比べ低地の SF₆ 濃度が非常に低いことがわかった。外れ値を除いた大気濃度へ変換した SF₆ 濃度は 0 pptv から 22.8 pptv を示した。

USGS で公表されている大気 SF₆ の北半球平均値、補正した本地域の大気濃度曲線と実測した本地域の大気 SF₆ 濃度と大気濃度へ変換した SF₆ 濃度を示した (図 24)。北半球平均値と朝倉・田部 (2020) で補正された曲線の最大値はそれぞれ 10.6 pptv と 13.9 pptv であり、本研究で得られた地下水中の SF₆ 濃度の方が高いものが多い。一方、浅井ほか (2017) で補正された曲線の最大値は 21.4 pptv であり、ほぼすべての地下水より高い。本研究で実測した大気 SF₆ 濃度に対して、浅井ほか (2017) で補正された同時期における大気濃度曲線の方がやや高い値を示しているが (2019 年 6 月において 20.416 pptv)、先行研究で示されるように SF₆ 大気濃度は季節や地域によって変動がみられることを考慮すると、特に 18 pptv から 19 pptv と測定された大気サンプルに関しては、この大気濃度経年変化曲線を支持するものであると考えられた。そのため、地下水中の SF₆ 濃度より大気濃度が高く補正され、実測した大気濃度に近い値を示したことから、本研究では浅井ほか (2017) で補正した SF₆ の大気濃度曲線を採用した。この大気濃度曲線を利用して、本地域の地下水混合モデルをピストン流であると仮定した際に推定された見かけ上の地下水滞留時間を表 9 に示した。台地で 1 年未満から 80 年以上、低地で 35 年から 80 年以上と推定され、中央値は台地で 38 年、低地で 80 年以上であり、低地地下水の多くが 80 年以上と推定された。

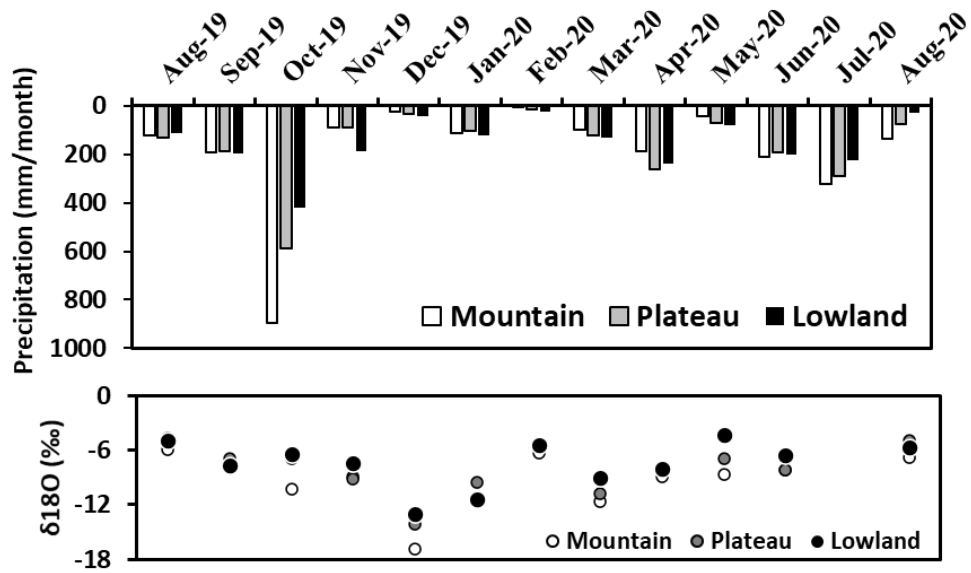


図 14 2019 年 8 月から 1 年間における地点別月平均降水量および降水中の酸素安定同位体比

表 6 月別降水量で加重平均した各地域の酸素安定同位体比

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Mountain	-9.5
Plateau	-7.7
Lowland	-7.4

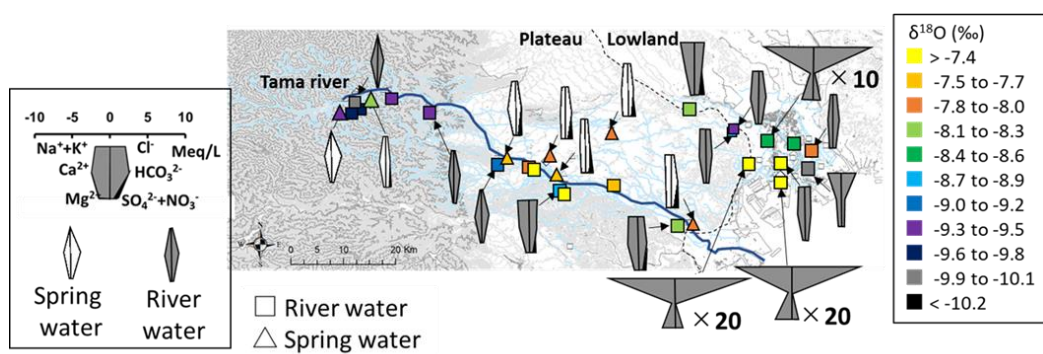


図 15 河川水・湧水のヘキサダイアグラムおよび酸素安定同位体比の空間分布

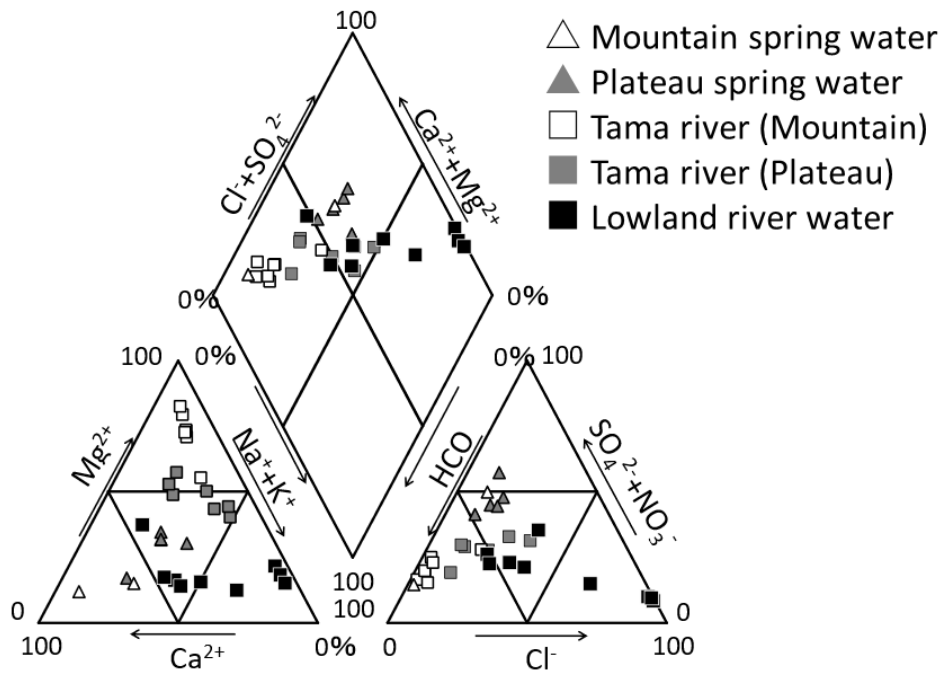


図 16 河川水・湧水のトリリニアダイアグラム

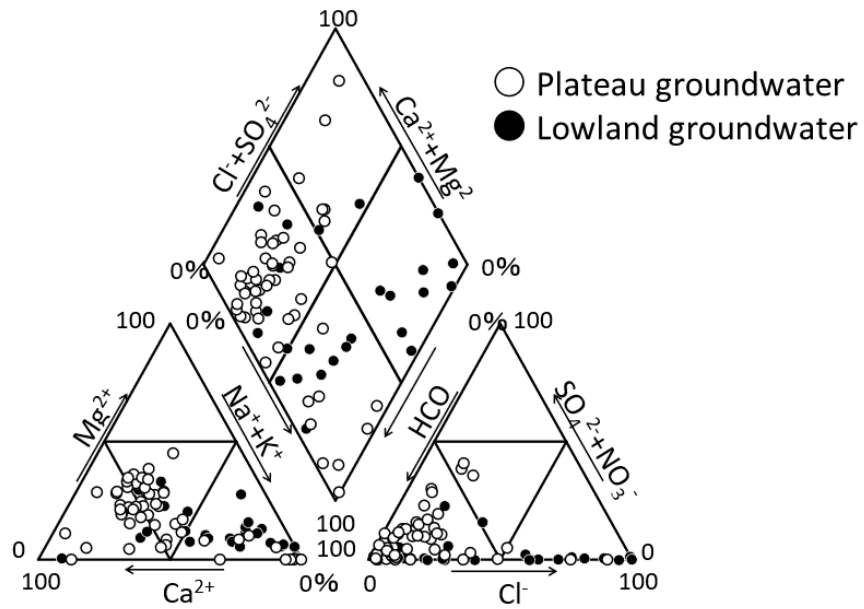


図 17 台地および低地地下水のトリリニアダイアグラム

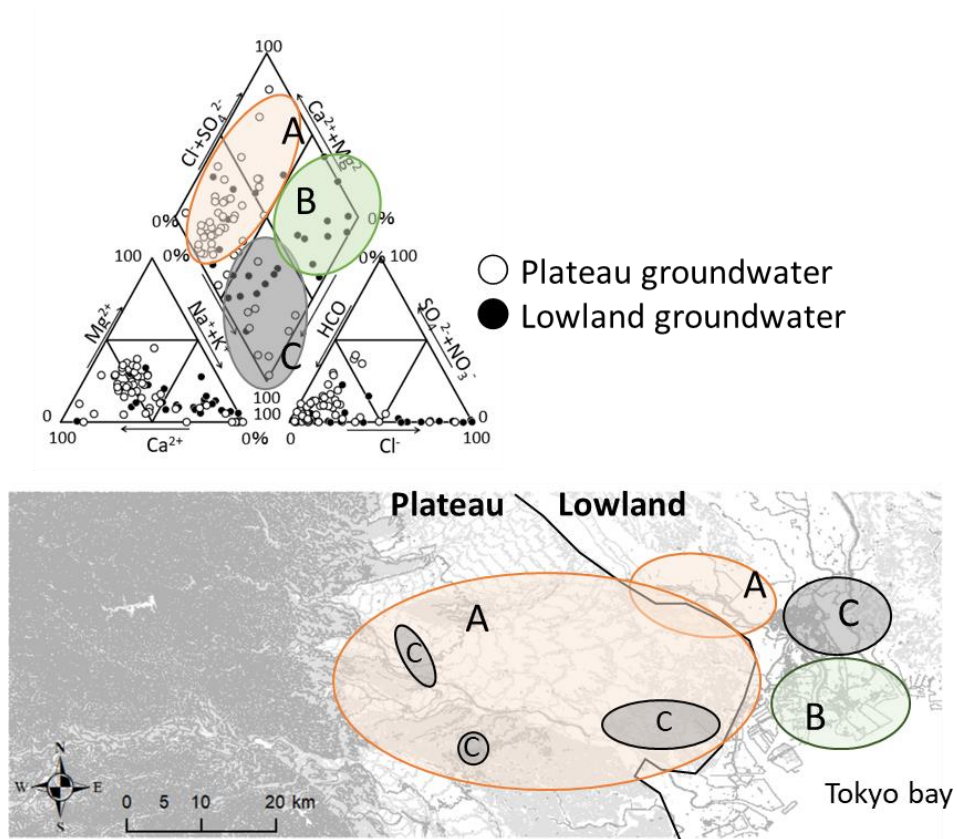


図 18 グループごとに区分されたトリリニアダイアグラムとグループごとの地下水のおおよその空間分布

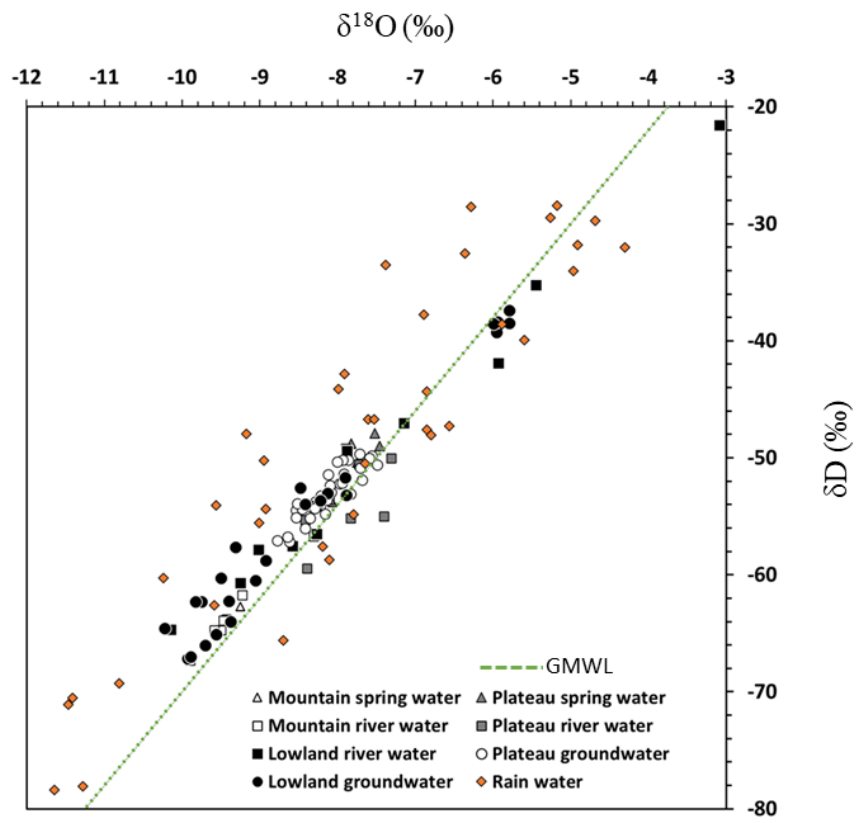


図 19 降水, 河川水, 湧水, および地下水の δ ダイアグラム

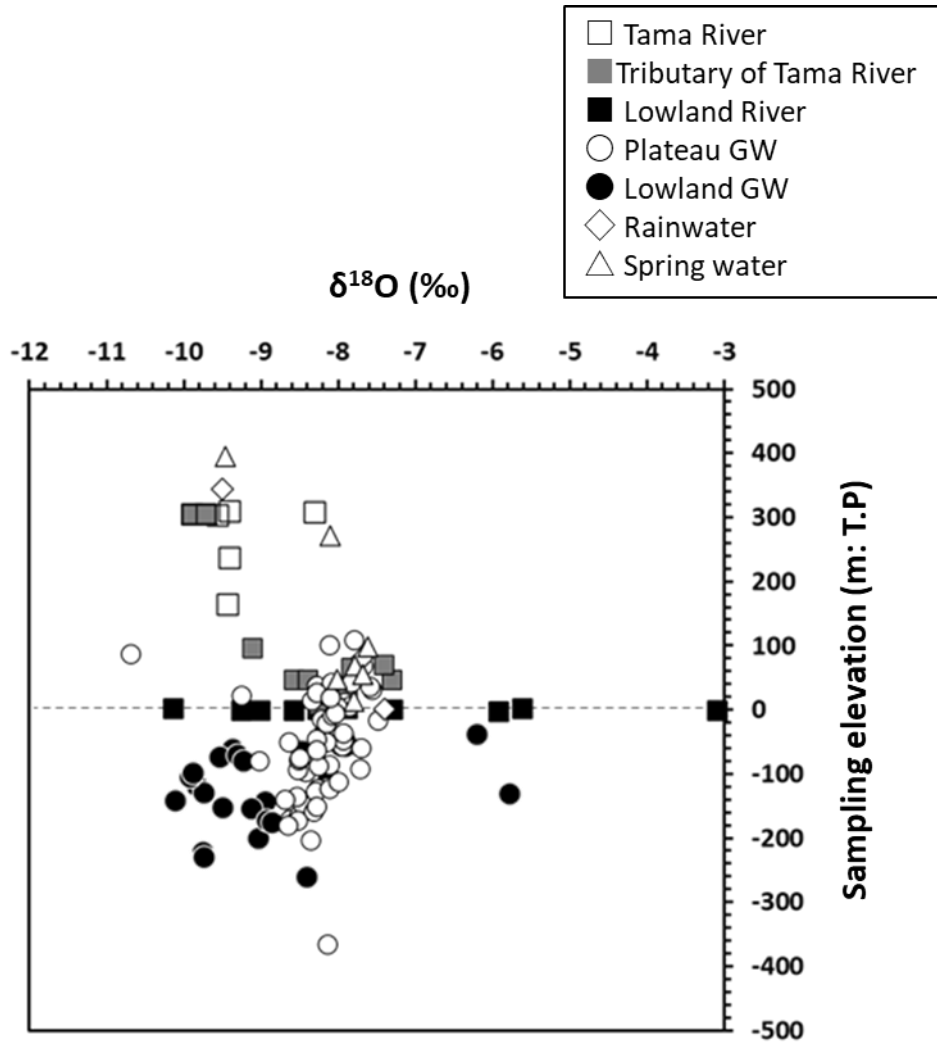


図 20 降水、河川水、湧水、および地下水の酸素安定同位体比と採水地点標高の散布図

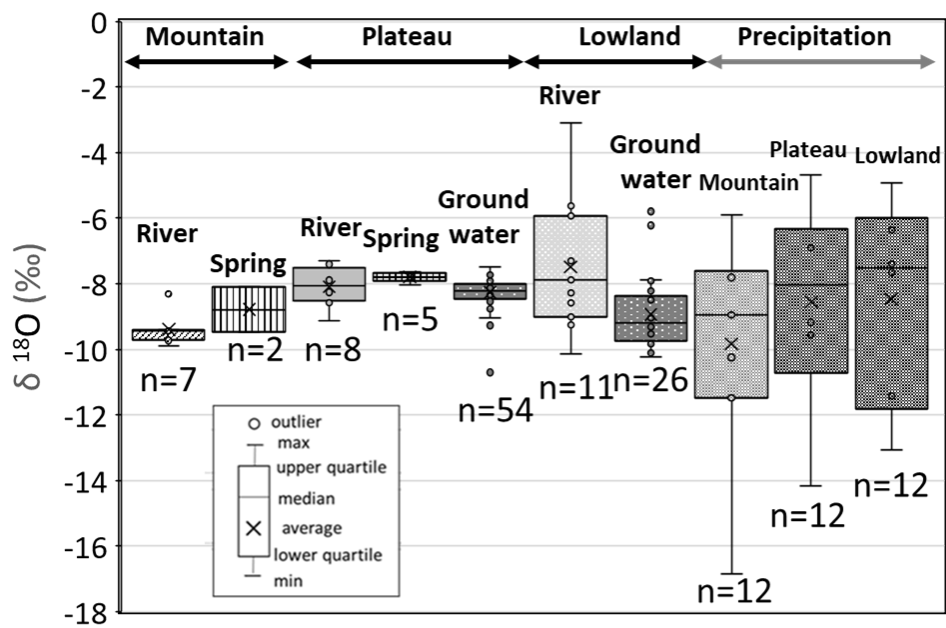


図 21 地形別に区分した降水、河川水、湧水、および地下水の酸素安定同位体比の箱ひげ図

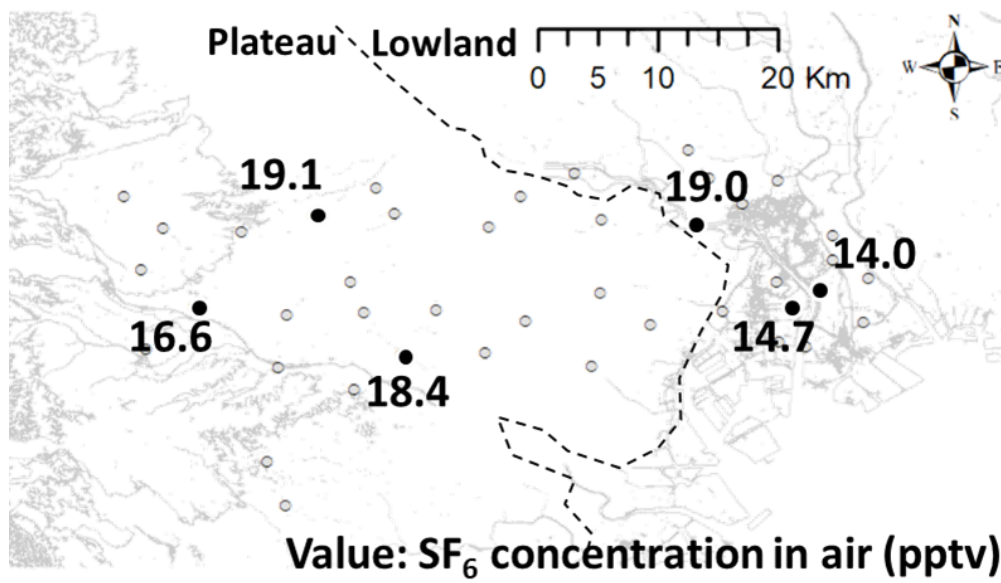


図 22 2018 年 8 月から 2019 年 10 月において実測した大気 SF₆濃度の空間分布

表 7 大気試料の採取地点, 採取日および大気 SF₆濃度

Site No.	data	pptv
34	20th August 2018	19.1
13	12th June 2019	19.0
26	19th June 2019	18.4
2	2nd July 2019	14.7
29	4th September 2019	16.6
5	24th October 2019	14.0

表 8 台地および低地の地下水中の SF₆ 濃度

	sample number	max (fmol/L)	min (fmol/L)	average (fmol/L)	Median (fmol/L)
Plateau	51	40.7	0	3.9	1.4
Lowland	22	38.1	0	2.0	0

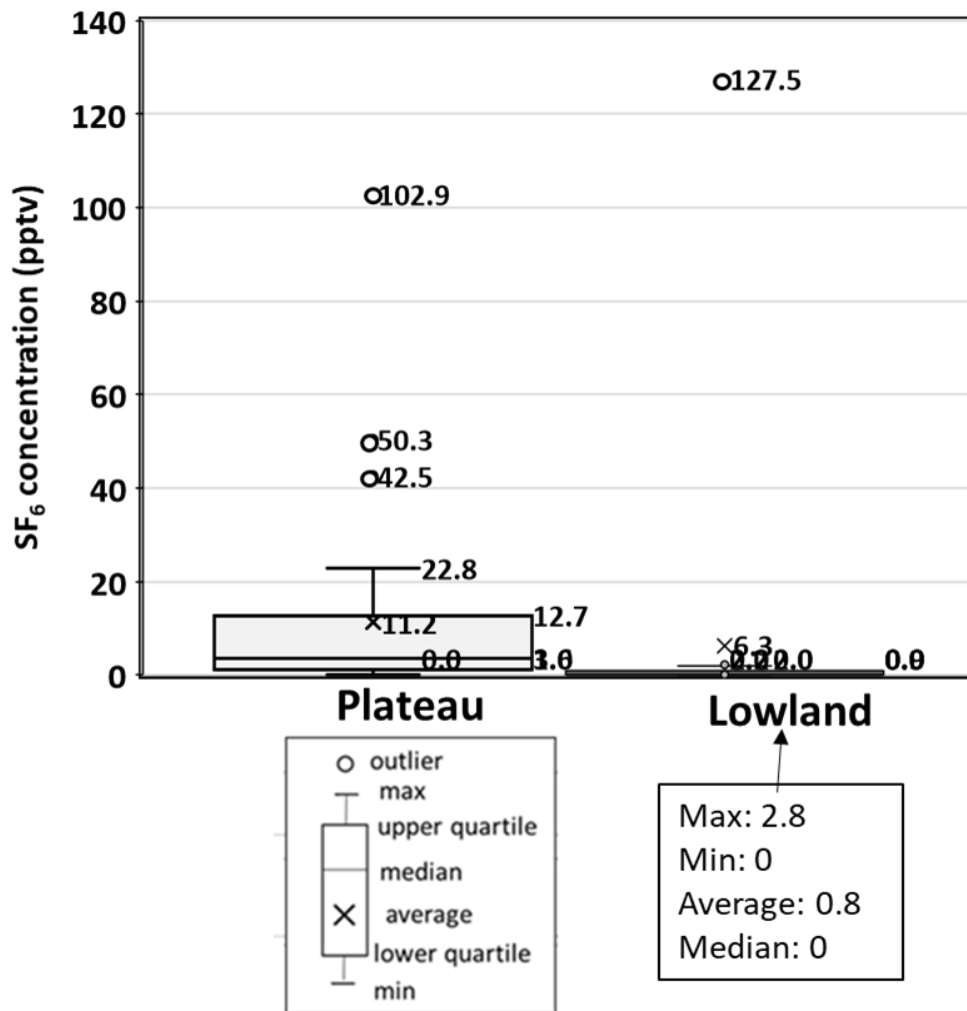


図 23 涵養時の大気濃度へと変換した地下水中 SF₆濃度の箱ひげ図

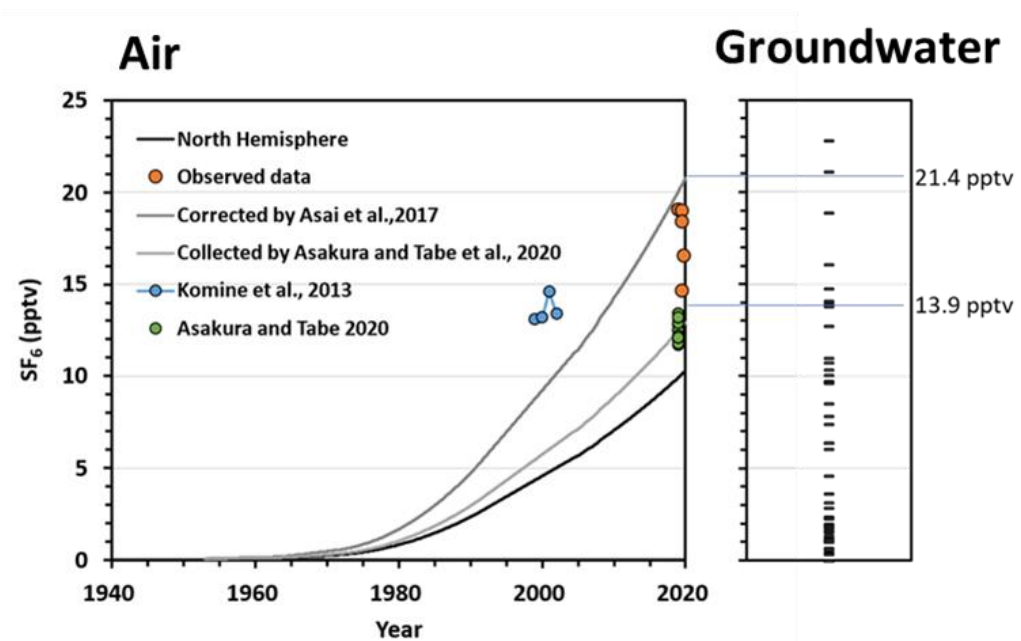


図 24 大気 SF₆濃度の北半球平均値，補正した本地域の大気濃度曲線と実測した本地域の大気 SF₆濃度および大気濃度へ変換した地下水の SF₆濃度

表 9 SF₆を用いて推定された台地および低地の地下水滞留時間

	sample number	max (year)	min (year)	Median (year)
Plateau	47	>80	>1	38
Lowland	21	>80	35	>80

4.2 水平方向・鉛直方向における水理水頭分布

図 25 にスクリーン標高 25 m 以上の比較的浅い深度における L0 層の水理水頭分布を示した。本研究で観測された L0 層における水理水頭は武蔵野台地西部で 100 m 以上を示し、東側で 40 m 以下と低い値を示した。等水理水頭線と地形面の等値線から、おおよそ地形の傾斜方向に沿って数水理水頭線が引かれていることがわかった。また、多摩川流域と荒川流域の地形的流域界を境に、それぞれの地形的流域界の下流側へと水理水頭分布が示す動水勾配の向きが変化していた。以上のことから、地形と帯水層の傾斜方向が異なる本地域において、浅層の地下水である L0 層の水理水頭分布は地形の影響を受けていると考えられた。次に、深度 50m 間隔で作成した水平方向の等水理水頭線を示した (図 26, 図 27, 図 28, 図 29)。図 26 はスクリーン標高-25 m から 25 m の深度範囲である L1 層を示し、図 27 は-75 m から-25 m の L2 層、図 28 は-125 m から-75 m の L3 層、図 29 は-175 m から-125 m の L4 層をそれぞれ示した。深度範囲ごとに作成した水平方向の地層分布図から、本地域の北多摩層、東久留米層、舎人層といった台地部の帯水層は、遠藤 (1978) をはじめとした本地域の地質に関する先行研究で報告されていたように、南西から北東へと大きく傾斜していた。また、水平方向の水理水頭分布について、図 26 で示した L1 層では西側の東久留米層に位置するスクリーンにおいて、地形の勾配と同様、西側から東側に水理水頭が低くなっていた。このことから、L1 層の台地西部において水理水頭分布は地形の影響が示唆された。また、この範囲の北側において北西で水理水頭が高く南東で低い等水理水頭線の谷が形成されていた。一方、同じく L1 層の舎人層に位置するスクリーンの水理水頭は南西で高く北東で低い傾向がみられ、動水勾配の向きが東久留米層と異なっていた。図 27 で示した L2 層では、南西部で高い水理水頭を示し、北東部で低い水理水頭を示した。一方で、東久留米層と舎人層の境界付近から等水理水頭線の間隔が大きくなっており、地点 26 において周辺より低い水理水頭を示した。図 28 で示した L3 層では、台地西部で高い水理水頭を示し、台地の北東部で低い水理水頭を示した。L3 層では L1 層と同様台地西部において西から東への動水勾配がみられ、台地中央部において南西から北東方向に形成された等水理水頭線の谷を境に動水勾配の向きが南西から北東へと変化した。図 29 の L4 層は台地の西部で高い水理水頭を示し、台地の北東部で高い水理水頭を示した。また、北多摩層と東久留米層の境界付近において動水勾配が大きいことがわかった。以上のように、深度範囲ごとに水理水頭分布に違いがみられた。そうした中で、L2 層より深い深度では全体的に水理水頭分布は南西で高く北東で低い傾向がみられた。これは、台地でみられた地形面の傾斜方向と一致しておらず、台地における帯水層基底部の傾斜方向と一致していた。また、L1 層から L4 層の全ての深度において、台地から低地へと地下水が流動するような水理水頭分布を示した。そして、低地における水理水頭のほとんどは 0 m 以下を示し、低地における最も低い水理水頭は-10 m であることから、台地に比べ低地の水理水頭の差が非常に小さいことがわかった。

次に、図 30 の地形図上に示した断面において、鉛直方向の地質断面図を作成した (図 31,

図 32, 図 33, 図 34)。図 31 は本地域の中央部における東西断面である X-Y 断面である。地点 42 に関して鉛直方向に着目すると、下向きの動水勾配が卓越した。また、鉛直断面では地点 29 との間に等水理水頭線の尾根が形成された。地点 29 から 33 の間は横向きの動水勾配が卓越しているが、帯水層にそった水理水頭分布をしているようにみえる。地点 31 はこの断面では周辺より低い動水勾配を示し、本地域へと周辺の地下水を引きこむような水理水頭分布を示した。また、X-Y 断面において地点 41 を境に地点 30 と地点 41 の東側で低い水理水頭がみられた。つまり、X-Y 断面において、地点 41 を境に地下水は大きく地点 30 への流動と、地点 41 から東側への流動に区分されていた。図 32 は本地域南部の東西断面である G-G' 断面である。鉛直断面からみた本地域の水理水頭分布から、水理水頭は西側で高く東側へ行くほど低くなる傾向がみられると共に、全体的に横向きの動水勾配がみられた。また、地点 26 において、周辺の地下水を引き込むような低い水理水頭を示した。地点 22 は同じ北多摩層である地点 23 への東側の動水勾配がみられるほか、地点 26 への動水勾配もみられた。図 33 は本地域の中央部における南西-北東断面である D-D' 断面である。D-D' 断面の水理水頭分布について、地点 40 から地点 26 にかけてこの間に存在するスクリーンの数が十分でないことから、この間における地下水流動を議論することは難しかった。また、地点 26 から地点 41 にかけて、下向きの動水勾配がみられた。そして、地点 18 から地点 16 において、上向きの動水勾配がみられた。この断面からは、地点 16 が流出域となるような水理水頭分布を示した。図 34 は本地域西部における南西-北東断面である F-F' 断面である。鉛直方向の水理水頭分布は、地点 35 から地点 29 までは深度に関わらず横向きの動水勾配がみられ、地点 28 から地点 27 にかけて下向きの動水勾配がみられた。特に、地点 28 において、地点 29 からの横向きの動水勾配と地点 28 における下向きの動水勾配があわさったものとなっている。この鉛直断面図では、横向きと下向きの動水勾配は同程度のようにみられているが、実際には水平距離は数キロメートル離れていることから、地点 28 では下向きの動水勾配が大きいことがわかる。

以上のことから、水平方向の水理水頭分布では地形と帯水層の傾斜方向それぞれの寄与が考えられた地域や深度があり、鉛直方向の水理水頭分布では本地域の地下水が単純に帯水層に沿って流動していないことが示唆され、本地域の地下水は複数の要素によって複雑に流動していると考えられた。

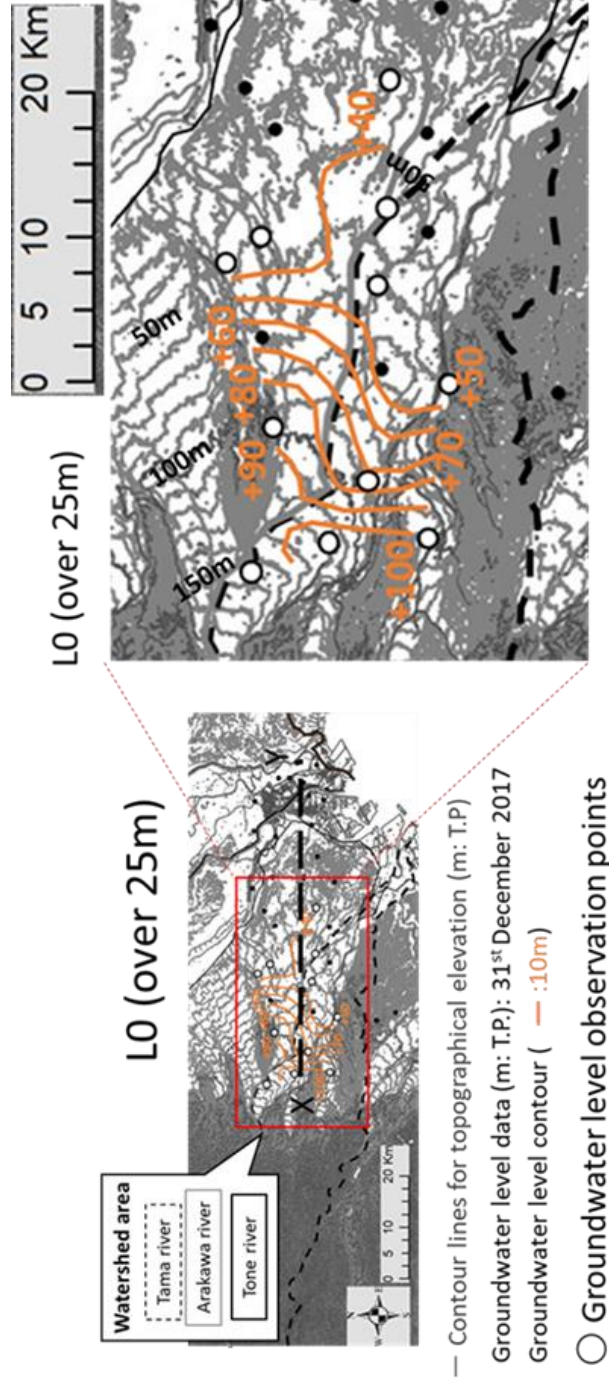
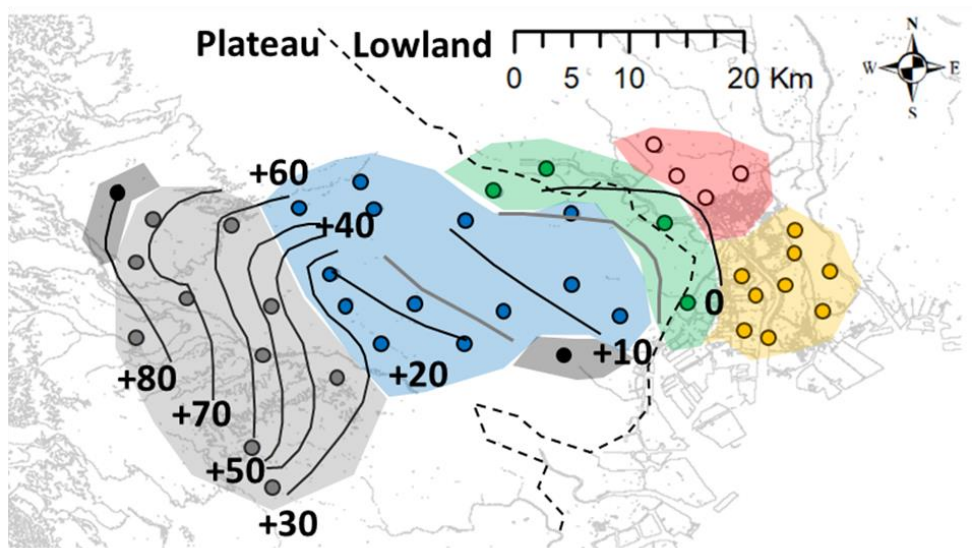


図 25 スクリーン標高 25 m 以上 (L0 層) における水理水頭分布

L1層 (-25 m to 25 m)



Geological Classification

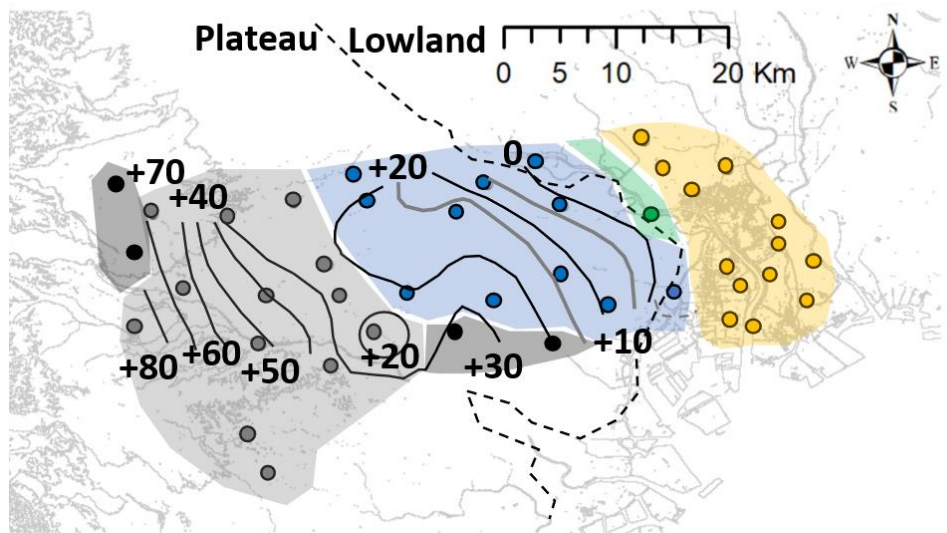
- Yurakucho formation
- Takasago formation
- Edogawa formation
- Toneri formation
- Higashikurume formation
- Kitatama formation

Groundwater level data (m: T.P.): 31st December 2017

Groundwater level contour (— :10m, - :5m)

図 26 スクリーン標高-25 m から 25m (L1 層) における水理水頭分布

L2層 (-75 m to -25 m)



Geological Classification

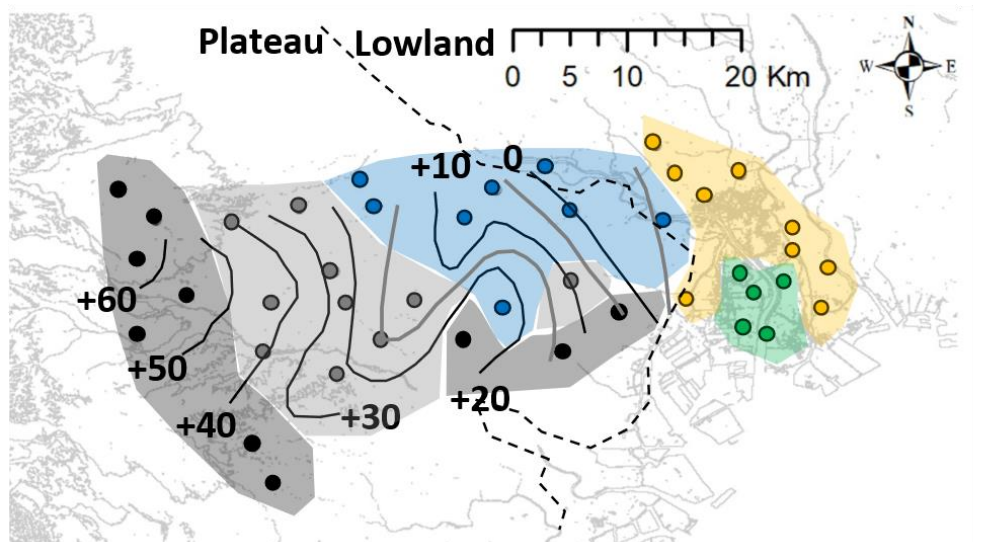
- Yurakucho formation
- Takasago formation
- Edogawa formation
- Toneri formation
- Higashikurume formation
- Kitatama formation

Groundwater level data (m: T.P.): 31st December 2017

Groundwater level contour (— :10m, — :5m)

図 27 スクリーン標高-75 m から-25m (L2層) における水理水頭分布

L3層 (-125 m to -75 m)



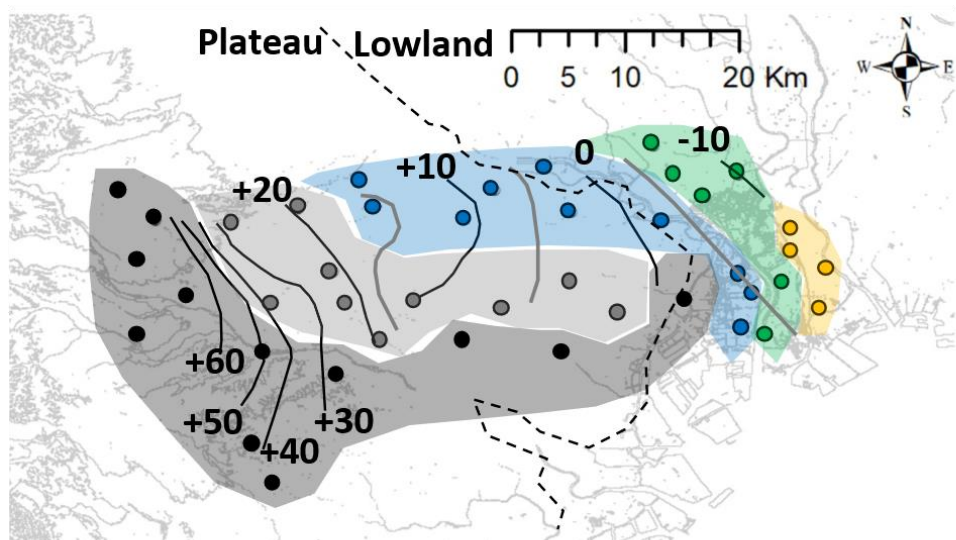
Geological Classification

- Yurakucho formation
- Takasago formation
- Edogawa formation
- Toneri formation
- Higashikurume formation
- Kitatama formation

Groundwater level data (m: T.P.): 31st December 2017
 Groundwater level contour (— :10m, — :5m)

図 28 スクリーン標高-125 m から-75m (L3 層) における水理水頭分布

L4層 (-175 m to -125 m)



Geological Classification

- Yurakucho formation
- Takasago formation
- Edogawa formation
- Toneri formation
- Higashikurume formation
- Kitatama formation

Groundwater level data (m: T.P.): 31st December 2017
 Groundwater level contour (— :10m, — :5m)

図 29 スクリーン標高-175 m から-125m (L4 層) における水理水頭分布

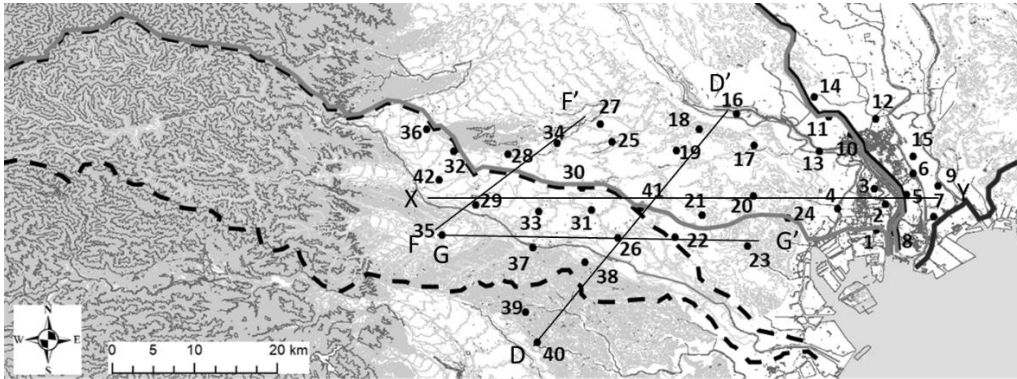


図 30 地質断面図の断面方向

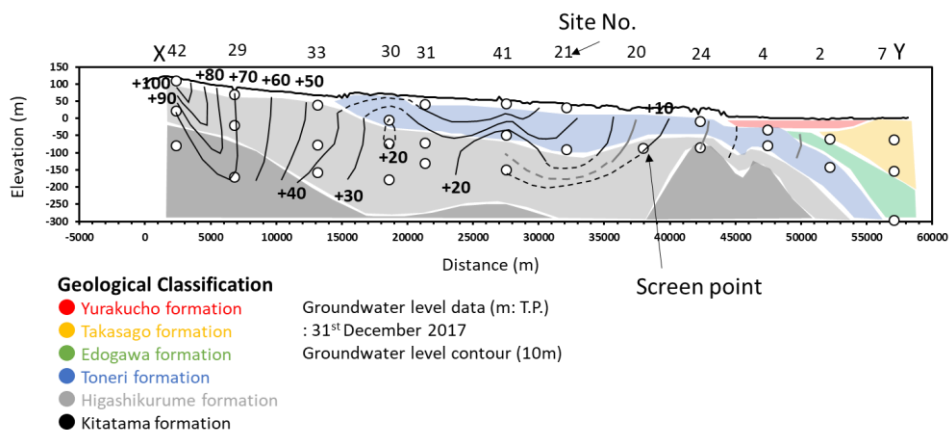


図 31 X-Y 断面における地質断面図と水理水頭分布

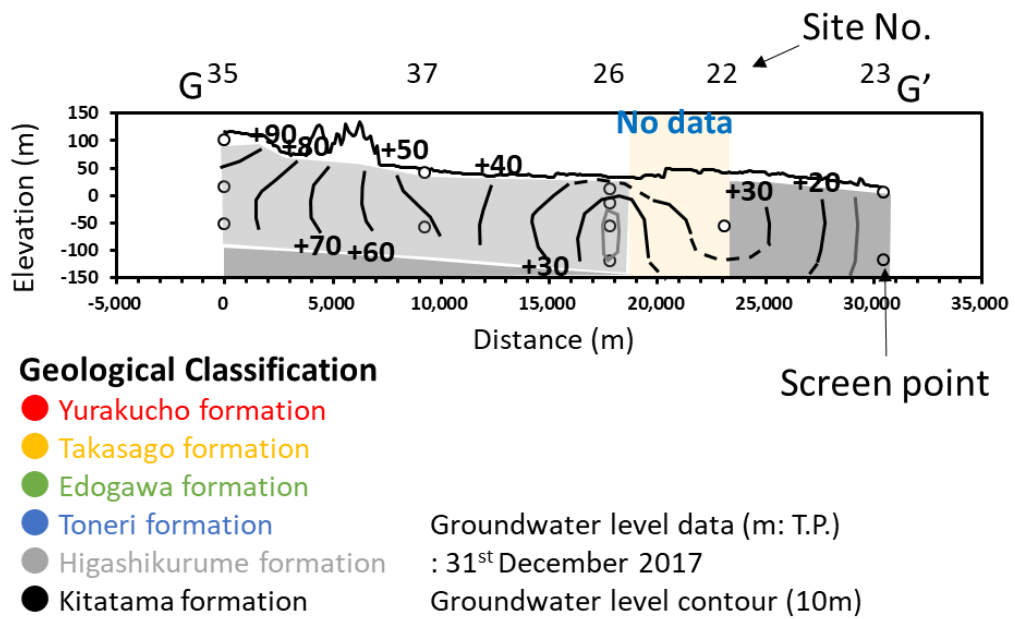


図 32 G-G'断面における地質断面図と水理水頭分布

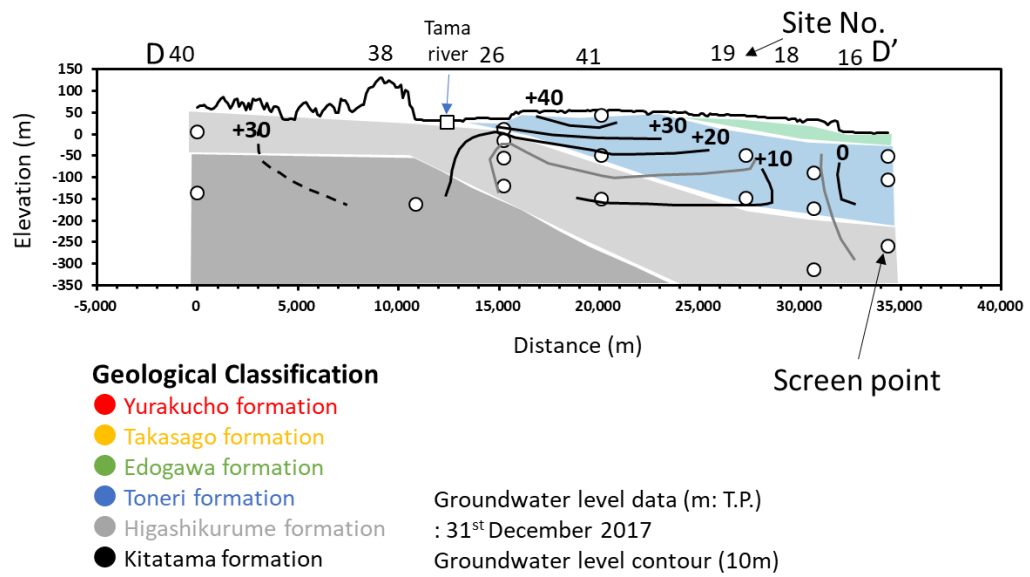
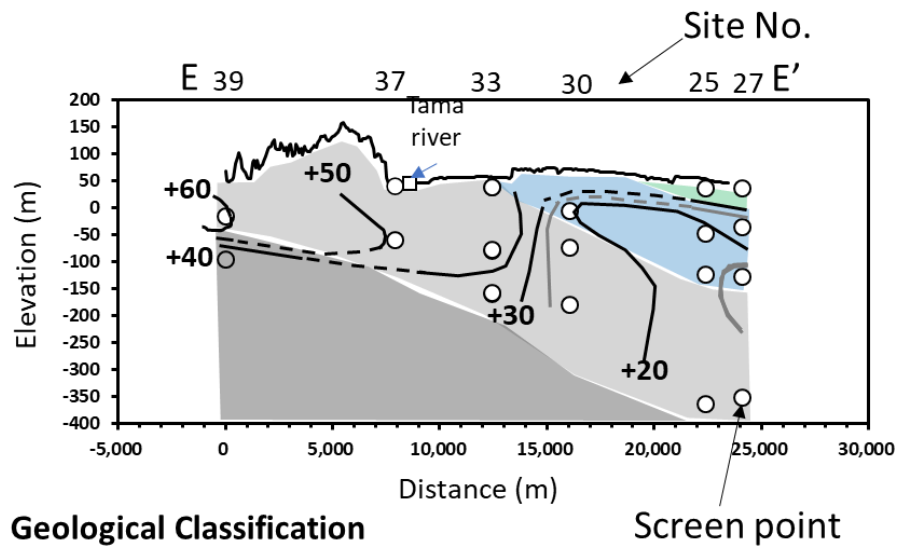


図 33 D-D'断面における地質断面図と水理水頭分布



Geological Classification

- Yurakucho formation
- Takasago formation
- Edogawa formation
- Toneri formation
- Higashikurume formation
- Kitatama formation

Groundwater level data (m: T.P.)

: 31st December 2017

Groundwater level contour (10m)

図 34 E-E'断面における地質断面図と水理水頭分布

5.1 溶存成分および水理水頭から推定される地下水流動

L0層からL4層の等水理水頭線に酸素安定同位体比、ヘキサダイアグラム、六フッ化硫黄を用いて推定した見かけ上の滞留時間を示した(図35, 図36, 図37, 図38, 図39)。図35で示したL0層における溶存成分の空間分布特性について、酸素安定同位体比は-8‰前後を示し空間的な特徴はみられなかった。ヘキサダイアグラムは北西部の地点32を除いてカルシウム重炭酸型を示し、特に台地南部において Ca^{2+} や HCO_3^- 濃度が高い傾向がみられた。地下水滞留時間は1年未満から最大で32年と推定され、台地北部で相対的に長い滞留時間がみられた。等水理水頭分布と各種溶存成分の関係をみると、水理水頭が高い地点から低い地点へ向かうにつれて、地下水滞留時間が長くなるような傾向や無機溶存成分濃度が高くなるような傾向はみられなかったが、地形的流域界を境に南側で無機溶存成分濃度が高く、北側で地下水滞留時間が長くなるような傾向がみられた。また、L0層を含め台地の水質組成はほとんどがカルシウム重炭酸型を示す中、深度範囲や位置に関わらず北多摩層でナトリウム重炭酸型を示した。図18で示したヘキサダイアグラムによって区分されたグループごとの地下水のおおよその空間分布において、台地で分布にばらつきがみられた地点がこの北多摩層の地下水であった。それを除いて、台地において深度や帯水層ごとに水質組成や安定同位体比に大きな違いはみられなかった。また、水平方向の水理水頭解析では台地から低地へと地下水が流動するような水理水頭分布を示していたが、水質組成や酸素安定同位体比をみると両者は明らかに異なっていた。そして、水平方向の水理水頭解析において、水理水頭が高いところから低いところへ向かうにつれて滞留時間が長くなるような傾向はみられなかった。深度範囲別の滞留時間に着目すると、図36のL1層では台地で1年未満から55年と推定され、図37のL2層では台地で1年未満から80年以上、低地で35年から80年以上、図38のL3層では台地では1年未満から80年以上、低地では48年から80年以上、図39のL4層では台地で40年から80年以上、低地で47年から80年以上と推定された。特に、台地においてL4層で滞留時間が40年程度と推定された中で、上層のL3層で滞留時間が80年以上と推定された地点が多かった。これらの結果から、深度が深くなるほど滞留時間が長くなるような傾向はみられなかった。これは、本地域の地下水流動系が複雑かつ三次元的であること、すなわち、単純に深度ごとに水平方向の水理水頭解析を行うだけでは本地域の地下水流動系を十分に反映できていないことを示唆していると思慮された。

次に、鉛直方向と水平方向の水理水頭分布の整合性を検討し、水理水頭分布と溶存成分の関係をみた。鉛直断面には、等水理水頭線、ヘキサダイアグラム、酸素安定同位体比、地下水滞留時間、帯水層の分布データを記載した。はじめに、本地域の中央部における東西断面であるX-Y断面をL1層からL3層の水平断面で示し(図40)、鉛直方向の地質断面図を作成した(図41)。地点42に関して水平方向の水理水頭分布をみると全ての深度において、西から東側への動水勾配がみられているが、鉛直方向に着目すると、下向きの動水勾配が卓越した。さらに、鉛直断面では地点29との間に等水理水頭線の尾根が形成された。そのた

め、鉛直方向から推定される同一深度の水平方向における水理水頭分布からは、西から東への動水勾配はみられない。すなわち、水平方向と鉛直方向の水理水頭分布が不整合であると考えられた。これは、水平方向の水理水頭解析が、鉛直方向の水理水頭を考慮しておらず、単純に各地点の水理水頭を使用したことに起因したと考えられた。そのため、水平方向だけではなく鉛直方向も考慮した鉛直断面における水理水頭分布の方が、地点 42 と地点 29 の間における地下水流動の実態を反映していると考えられた。この時、地表面から 200 m ほど深い地点においても 37 年という短い滞留時間が推定された。そして、両者の酸素安定同位体比に着目すると、地点 42 の深い深度の地下水は台地の中でも低い酸素安定同位体比を示しており、地点 29 でみられる酸素安定同位体比を大きく異なっている点からも、地点 42 と地点 29 の地下水は異なる流動経路であることが示唆された。その他の地点では、同一地点において、深度が深くなるほど滞留時間が長くなる傾向を示し、特に下向きの動水勾配がみられた地点 30 や地点 41 では他の地点と比較して同一深度における地下水滞留時間が短い傾向がみられ、より浅層に位置する短い滞留時間の地下水が寄与していると考えられた。

本地城南部の東西断面である G-G' 断面を L1 層から L3 層の水平断面で示し (図 42)、鉛直方向の地質断面図を作成した (図 43)。まず、水平方向の水理水頭分布から、水理水頭は全体的に西側で高く東側で低くなる傾向がみられた。そうした中で、L2 層や L3 層の地点 26 において周辺より低い水理水頭がみられた。これは、鉛直方向の断面図からも確認され、周辺の地下水が地点 26 のスクリーン標高-100m から-50m へと引き込まれるような水理水頭を示した。また、鉛直断面からみた本地域の水理水頭分布から、水理水頭は西側で高く東側へ行くほど低くなる傾向がみられると共に、全体的に横向きの動水勾配がみられた。さらに、水理水頭分布と溶存成分の関係をみると、東久留米層と北多摩層の異なる帯水層の地下水は水質組成が異なるという点を除いて、概ね整合的であった。地点 22 は同じ北多摩層である地点 23 への東側の動水勾配がみられるほか、地点 26 への動水勾配もみられた。地点 22 は北多摩層に位置しており、水質組成はナトリウム重碳酸型である。この地下水が地点 26 へ寄与している場合、特にナトリウムイオン濃度が高くなっているはずであるが、地点 26 にはそのような傾向がみられなかった。本研究では、地点 26 と 22 の間の地質構造を十分に明らかにすることはできなかったが、これらの水質組成の違いがみられたことから、水理水頭分布から予想されるような北多摩層から東久留米層への地下水の寄与はほとんどないと予想された。

本地域の中央部における南西-北東断面である D-D' 断面を L1 層から L3 層の水平断面で示し (図 44)、鉛直方向の地質断面図を作成した (図 45)。この直線は水平方向の水理水頭分において、L1 層では動水勾配の向きが変わった地点 26 から地点 16 における等水理水頭線に対して垂直な直線であるが、特に南西側ではこの直線の西側の水理水頭が高く、そこからの地下水の寄与が大きいと考えられた。また、L3 層では等水理水頭線の谷に沿った直線であった。D-D' 断面の水理水頭分布について、地点 40 から地点 26 にかけてこの間に存在するスクリーンの数が十分でないことから、この間における地下水流動を議論することは難

しかつた。また、地点 26 から地点 41 にかけて、下向きの動水勾配がみられた。そして、地点 26 や 41 において滞留時間は深度が深くなるほど長い滞留時間を示したが、鉛直方向における滞留時間の変化が大きかつた。これは、L3 層でみられるように、この断面は等水理水頭線の谷であり、深い深度の地下水に周辺の長い滞留時間をもつ地下水が寄与しているためであると予想された。

本地域西部における南西-北東断面である F-F'断面を L1 層から L3 層の水平断面で示し(図 46)、鉛直方向の地質断面図を作成した(図 47)。本断面は、L1 層の北西部では等水理水頭線から予想される地下水の流動方向に対して、横切ってしまう直線である。一方、L2 層や L3 層ではそのようなことは無く、等水理水頭線に対して垂直に交わっている直線となっている。水理水頭分布と溶存成分の関係について、地点 28 の 2 番目に浅い深度で 55 年と長い滞留時間を示し、そこから深度が深くなるほど滞留時間が短くなる傾向がみられた。55 年と推定された地下水は L1 層の深度に位置している。F-F' 断面は L1 層の等水理水頭線から予想される地下水流動を横切るような直線であるため、地点 28 より西側の地下水がこの地下水に寄与したと考えられた。そして、深度が深くなると、F-F' 断面で示すような南西から北東への地下水の流れが支配的になる。そうした中で、地点 28 の深い深度の地下水は、地点 29 でみられた高い SF₆ 濃度をもつ地下水が寄与していると考えられた。そのため、地点 28 における滞留時間の空間分布は、地点 28 への 3 次元的な地下水流動を反映したものであると考えられた。また、地点 34 は水平方向の水理水頭分布から、周辺に高い水理水頭を示す地点がほとんど無く、断面方向の水理水頭分布から鉛直下向きの動水勾配が卓越していた。このような水理水頭分布であることから、地点 34 の深部の地下水は 26 年という非常に短い滞留時間が推定されたものと推察された。

以上のことから、水平方向と鉛直方向の水理水頭分布を合わせることで本地域における地下水滞留時間の空間分布特性を説明することができた。したがって、特に滞留時間の空間分布は本地域における 3 次元的な地下水流動を反映したものであると考えられた。

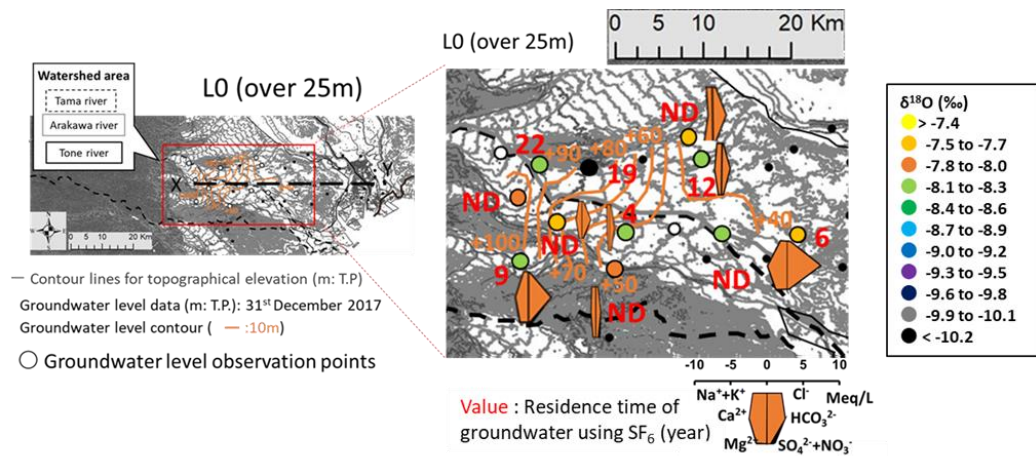


図 35 スクリーン深度 25 m 以上 (L0 層) における水理水頭分布と各種溶存成分の空間分布

L1層 (-25 m to 25 m)

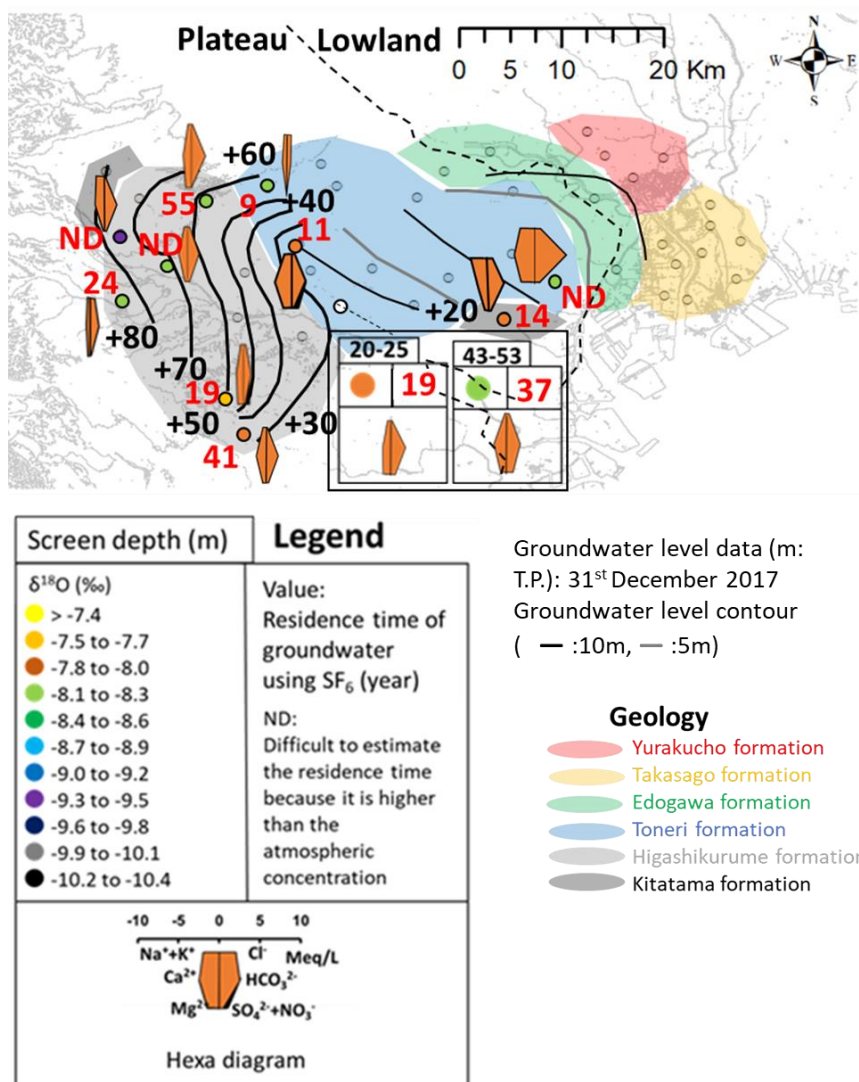


図 36 スクリーン深度-25 m から 25m (L1 層) における水理水頭分布と各種溶存成分の空間分布

L2層 (-75 m to -25 m)

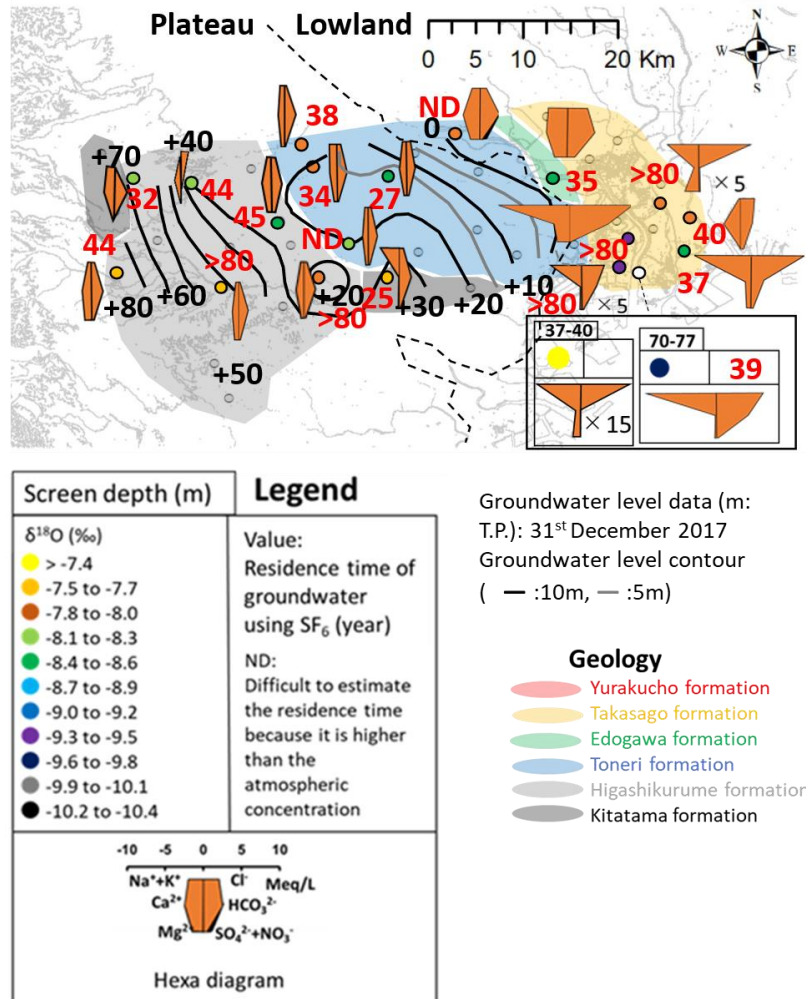


図 37 スクリーン深度-75 m から-25m (L2層) における水理水頭分布と各種溶存成分の空間分布

L3層 (-125 m to -75 m)

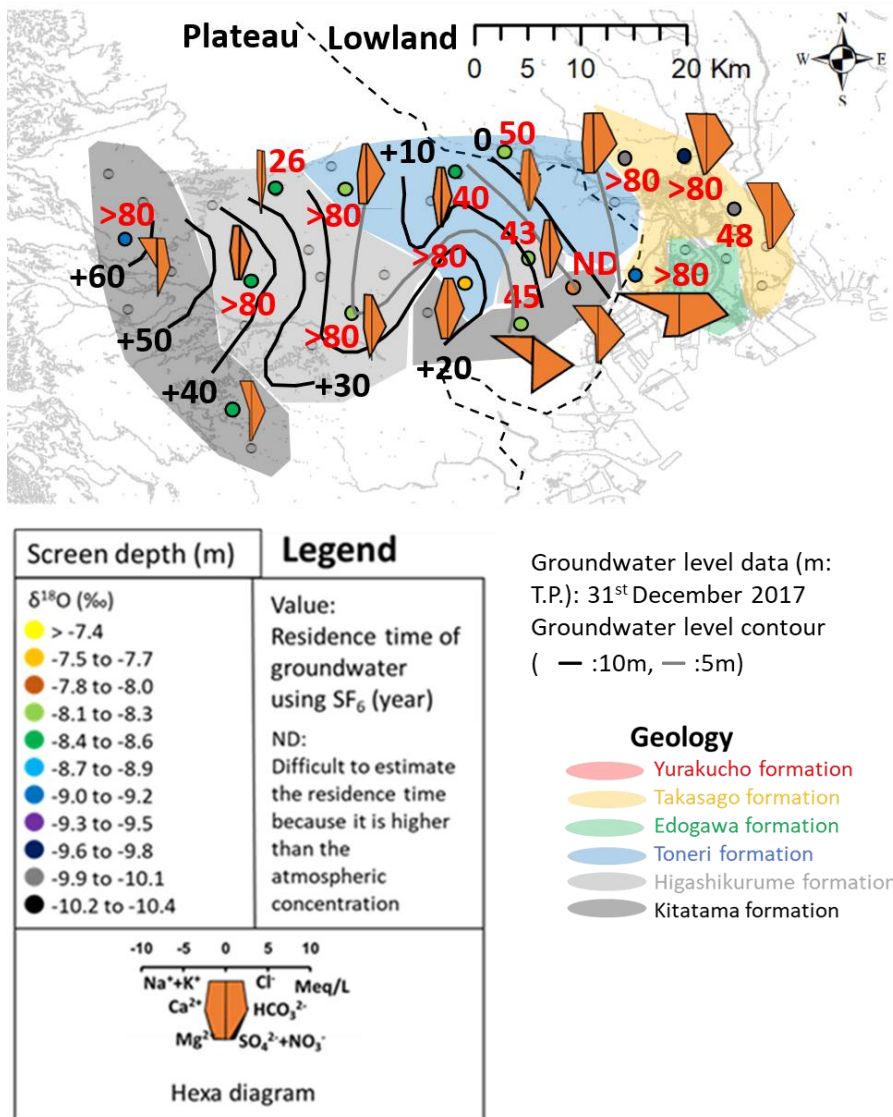


図 38 スクリーン深度-125 m から-75m (L3 層) における水理水頭分布と各種溶存成分の空間分布

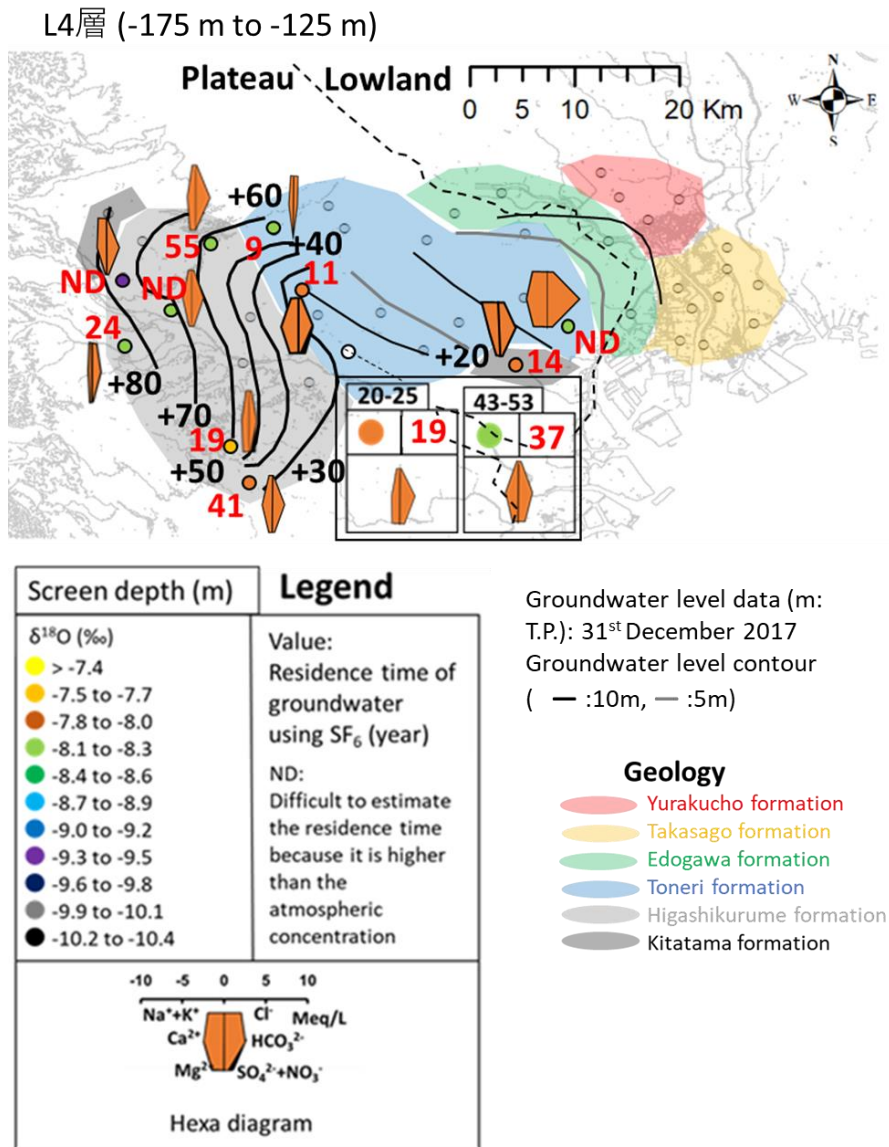
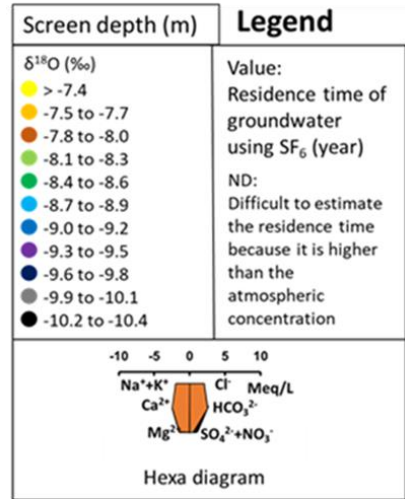
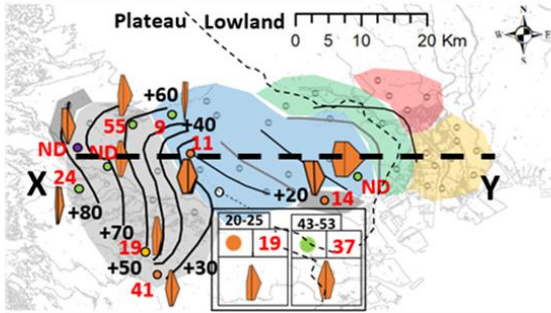
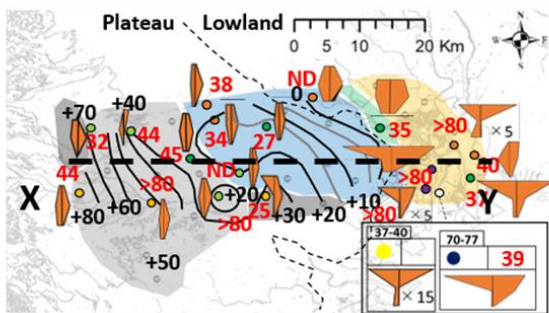


図 39 スクリーン深度-175 m から-125m (L4 層) における水理水頭分布と各種溶存成分の空間分布

L1 (-25 m to 25 m)



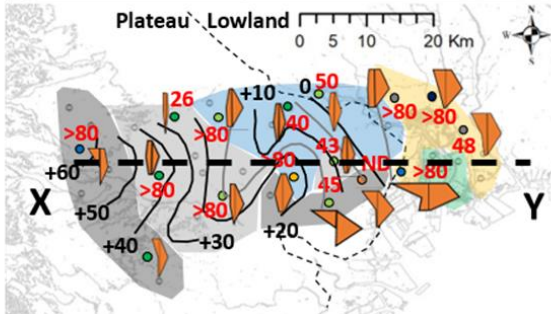
L2 (-75 m to -25 m)



Geology

- Yurakucho formation
- Takasago formation
- Edogawa formation
- Toneri formation
- Higashikurume formation
- Kitatama formation

L3 (-125 m to -75 m)



Groundwater level data (m: T.P.): 31st December 2017
 Groundwater level contour
 (— :10m, — :5m)

図 40 L1 層から L3 層における X-Y 断面の位置

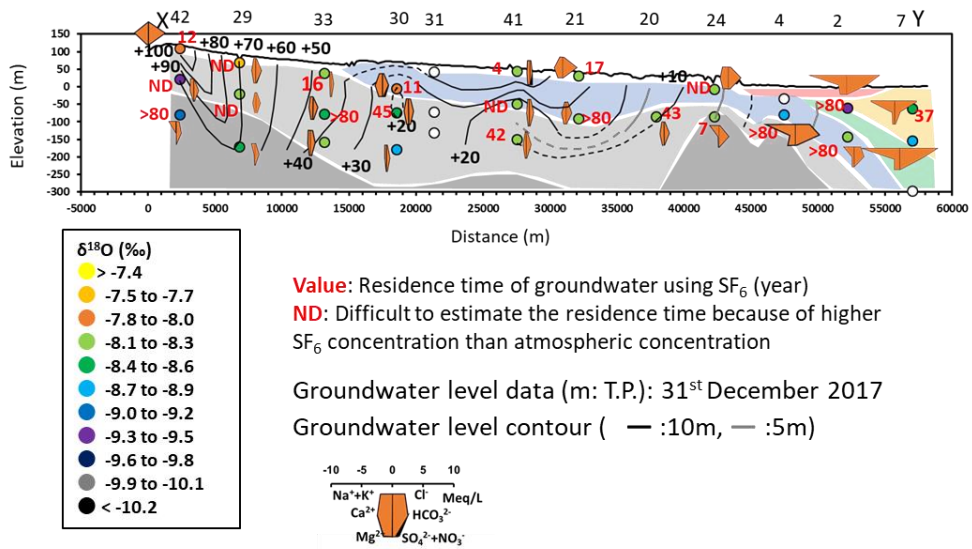
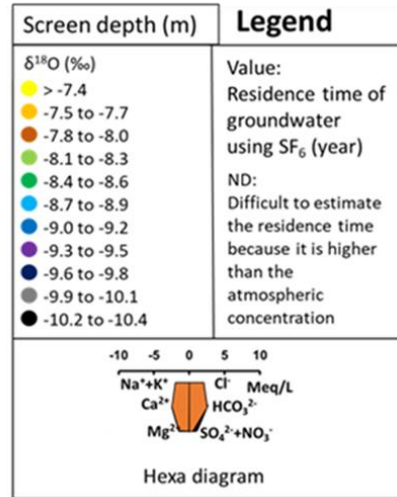
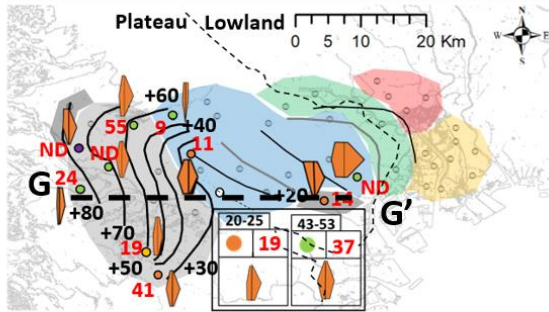
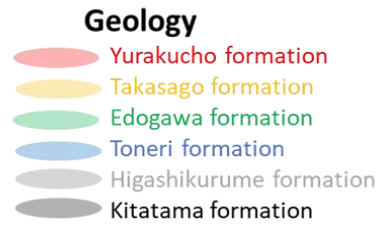
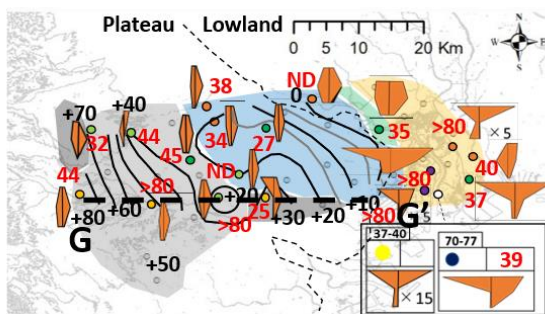


図 41 X-Y 断面における鉛直方向の地質断面図，各種溶存成分および水理水頭分布

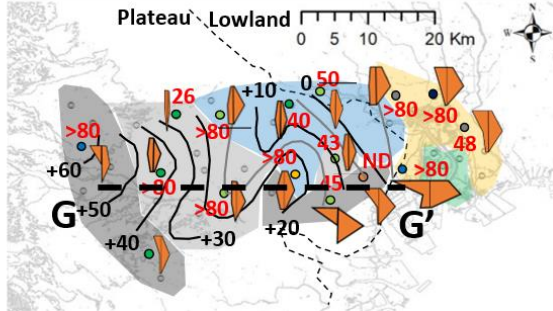
L1 (-25 m to 25 m)



L2 (-75 m to -25 m)



L3 (-125 m to -75 m)



Groundwater level data (m: T.P.): 31st December 2017
 Groundwater level contour (— :10m, — :5m)

図 42 L1 層から L3 層における G-G'断面の位置

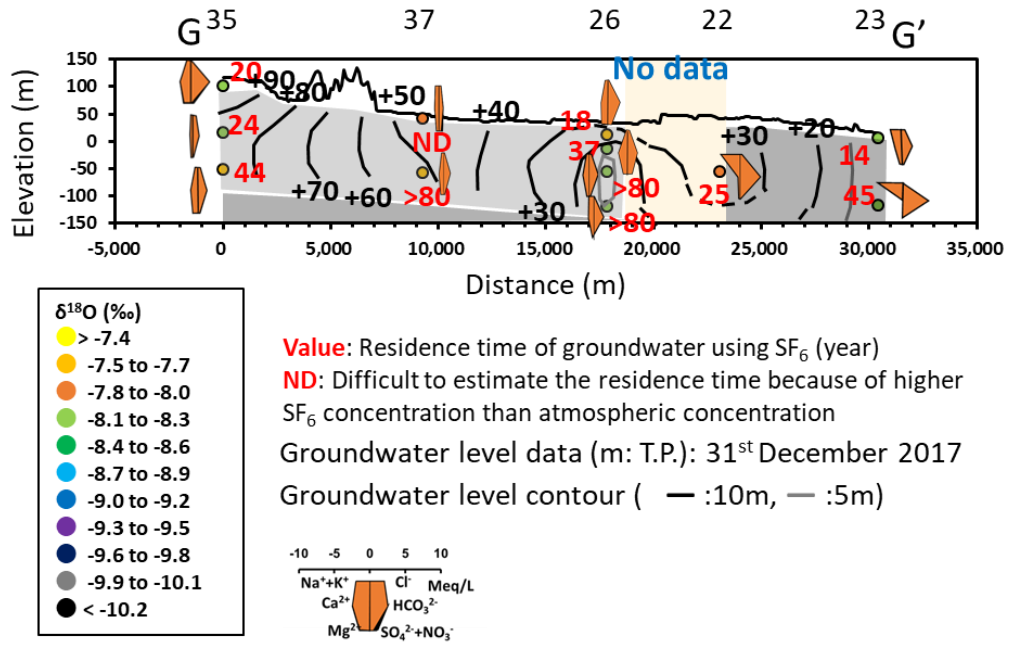
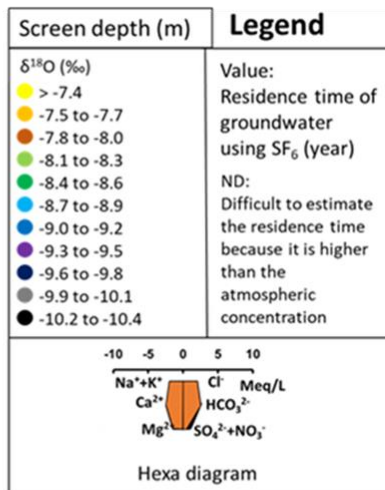
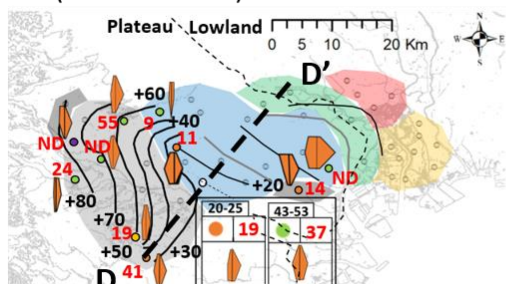
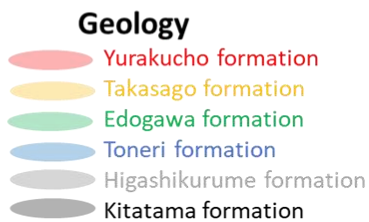
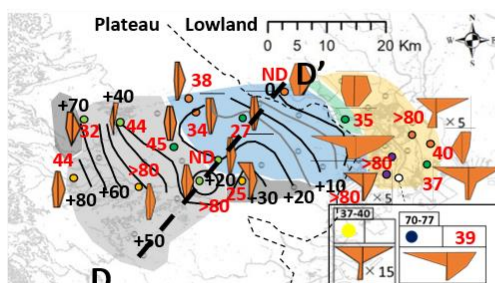


図 43 G-G'断面における鉛直方向の地質断面図，各種溶存成分および水理水頭分布

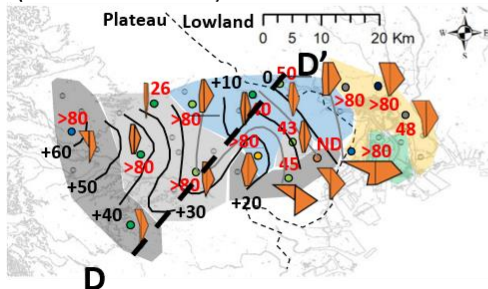
L1 (-25 m to 25 m)



L2 (-75 m to -25 m)



L3 (-125 m to -75 m)



Groundwater level data (m: T.P.): 31st December 2017
 Groundwater level contour
 (— :10m, — :5m)

図 44 L1 層から L3 層における D-D'断面の位置

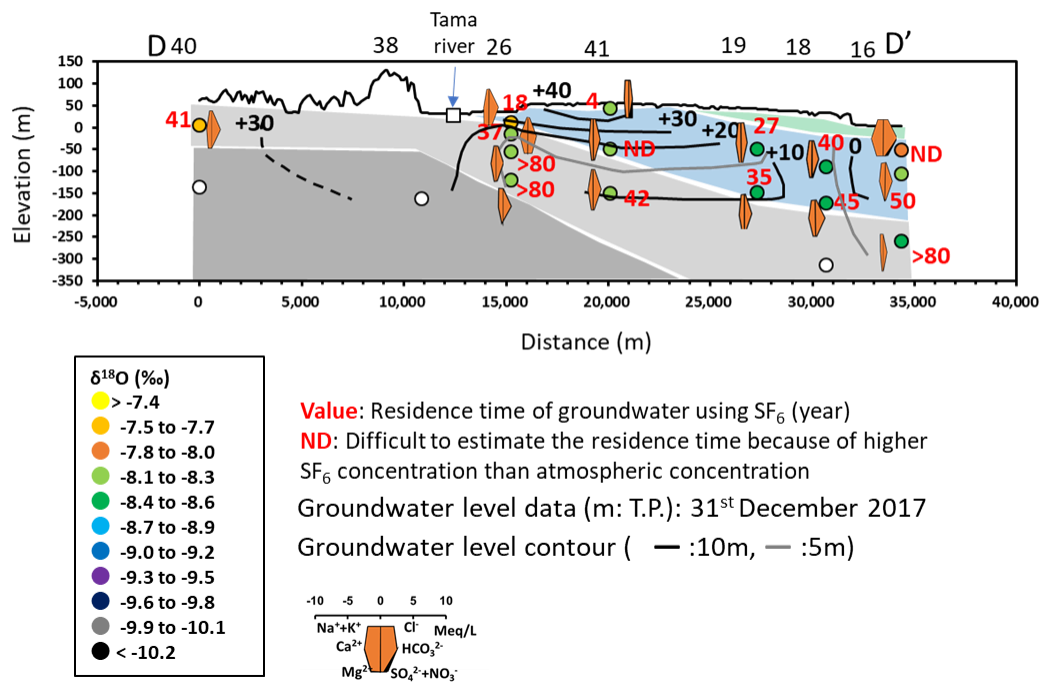
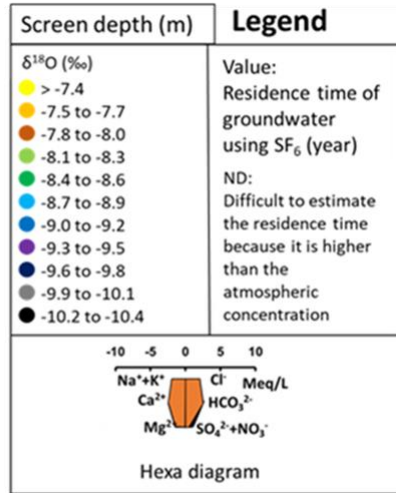
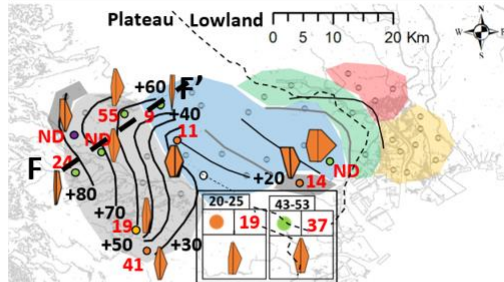
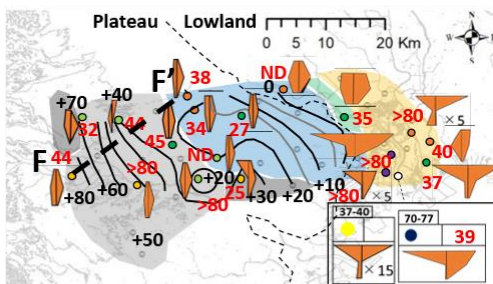


図 45 D-D'断面における鉛直方向の地質断面図, 各種溶存成分および水理水頭分布

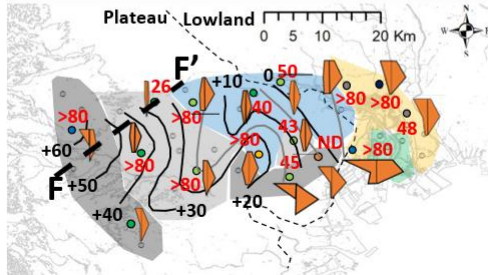
L1 (-25 m to 25 m)



L2 (-75 m to -25 m)



L3 (-125 m to -75 m)

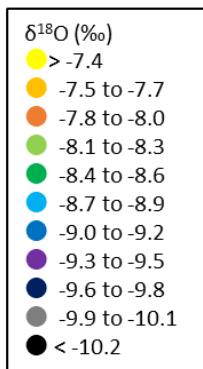
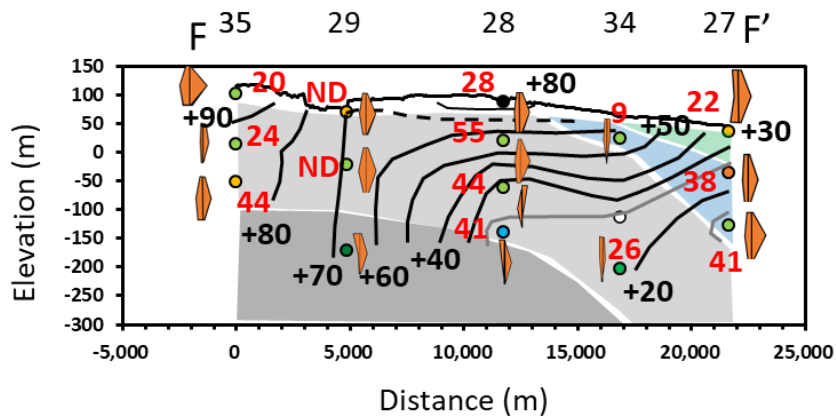


Geology

- Yurakucho formation
- Takasago formation
- Edogawa formation
- Toneri formation
- Higashikurume formation
- Kitatama formation

Groundwater level data (m: T.P.): 31st December 2017
 Groundwater level contour (— :10m, - - :5m)

図 46 L1 層から L3 層における F-F'断面の位置



— Groundwater level contour (10m)

Value: Residence time of groundwater using SF₆ (year)

ND: Difficult to estimate the residence time because of higher SF₆ concentration than atmospheric concentration

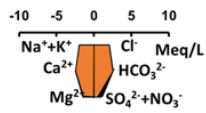


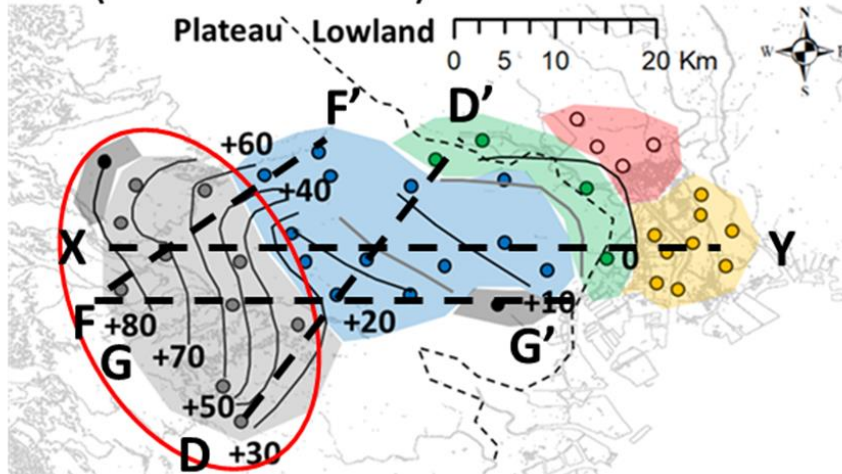
図 47 F-F'断面における鉛直方向の地質断面図，各種溶存成分および水理水頭分布

5.2 台地における地形・地質構造と水理水頭の関係

台地を対象に 5.1 で示した鉛直方向の断面図から水理水頭分布と地形・地質構造の関係を検討した。水平方向の水理水頭分布から、水理水頭が地形の影響を受けていると考えられた深度範囲は、L0 層と L1 層であった。特に、L1 層において地形の傾斜方向と同じ、西から東への動水勾配がみられた地域 (図 48) を断面図の矢印の範囲で示した (図 49, 図 50, 図 51, 図 52)。東西断面である X-Y 断面 (図 49) および G-G'断面 (図 50) において、矢印の範囲内に着目すると、西から東への横向きの動水勾配みられた。一方、その範囲外に着目すると、下向きの動水勾配がみられた。また、これらの東西断面において、帯水層基底部は全体的に東側にやや傾斜しているが、動水勾配の向きと帯水層基底面の傾斜に明確な関係はみられなかった。次に、南西-北東断面である F-F'断面 (図 51) では、先程示した東西断面ほど顕著ではないが、矢印の範囲内において横向きの動水勾配がみられ、その範囲外では下向きの動水勾配が卓越していた。同じく、南西から北東断面である D-D'断面 (図 52) では、範囲内の観測地点が少ないため、範囲内の水理水頭について議論することはできなかったが、範囲外では下向きの動水勾配がみられた。また、南西-北東断面において矢印の範囲内では帯水層基底部の傾斜はほとんどみられない一方で、矢印の範囲外において帯水層基底部の傾斜が大きく変化していた。つまり、帯水層基底部の傾斜が小さい地域において横向きの動水勾配がみられ、帯水層基底部の傾斜が大きい地域で、下向きの動水勾配が卓越するという傾向がみられた。そして、下向きの動水勾配が卓越するということは、深い深度の水理水頭が低くなるということを表しており、これにより L3 層や L4 層のような深い深度の地下水は南西から北東へと流動すると考えられた。

以上のことから、地形面と帯水層基底部の傾斜方向が異なり、帯水層基底部の傾斜が大きい地域において、地表面付近の浅い地下水や、帯水層基底部の傾斜が小さい地域では主として水平方向の動水勾配が卓越し、地形の傾斜方向への地下水流動がみられ、帯水層基底部の傾斜が大きい地域では主として下向きの動水勾配が卓越し、帯水層基底部の傾斜方向である北東方向の深部への地下水流動がみられ、本地域の特に台地における地形・地質構造と三次元的な地下水流動の関係を明らかにすることができた。

L1 (-25 m to 25 m)



Geological Classification

- Yurakucho formation
- Takasago formation
- Edogawa formation
- Toneri formation
- Higashikurume formation
- Kitatama formation

Groundwater level data (m: T.P.): 31st December 2017

Groundwater level contour (— :10m, - - :5m)

図 48 スクリーン深度-25 m から 25 m (L1 層) における地形の影響が示唆された範囲

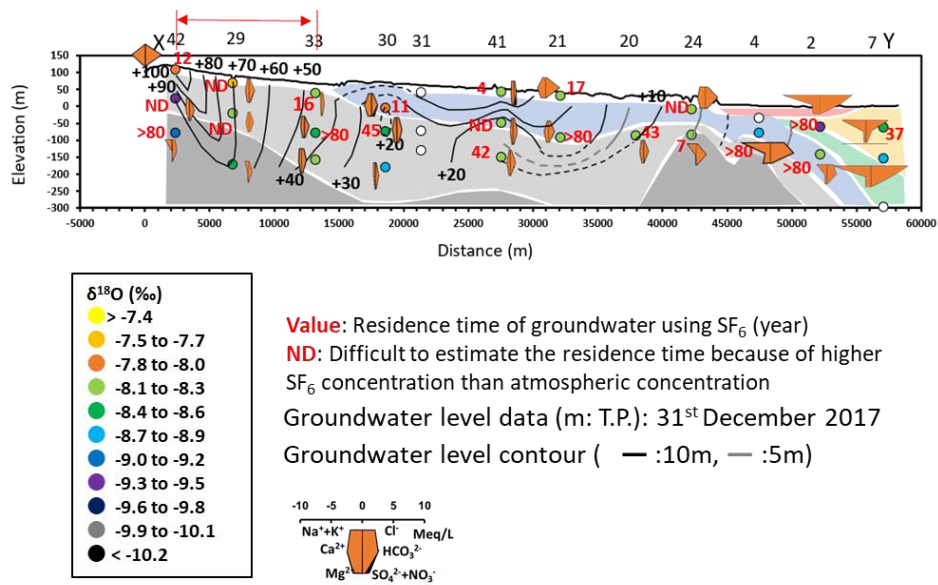
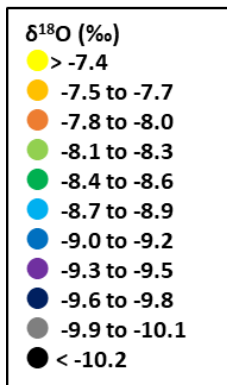
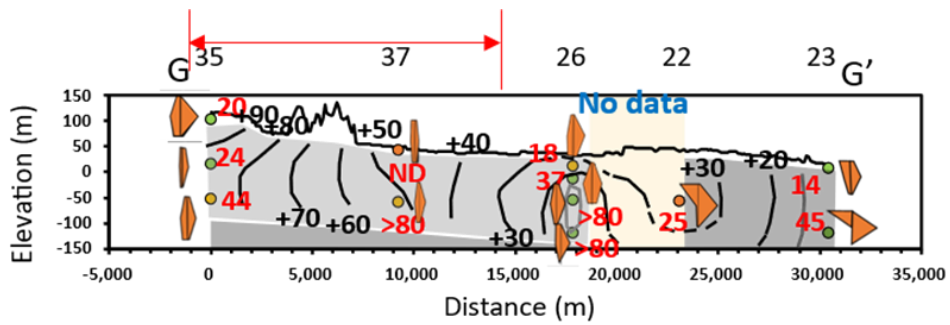


図 49 X-Y 断面における東西方向の水理水頭分布と地形地質構造の関係



Value: Residence time of groundwater using SF_6 (year)
ND: Difficult to estimate the residence time because of higher SF_6 concentration than atmospheric concentration
 Groundwater level data (m: T.P.): 31st December 2017
 Groundwater level contour (— :10m, - :5m)

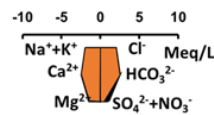


図 50 G-G'断面における東西方向の水理水頭分布と地形地質構造の関係

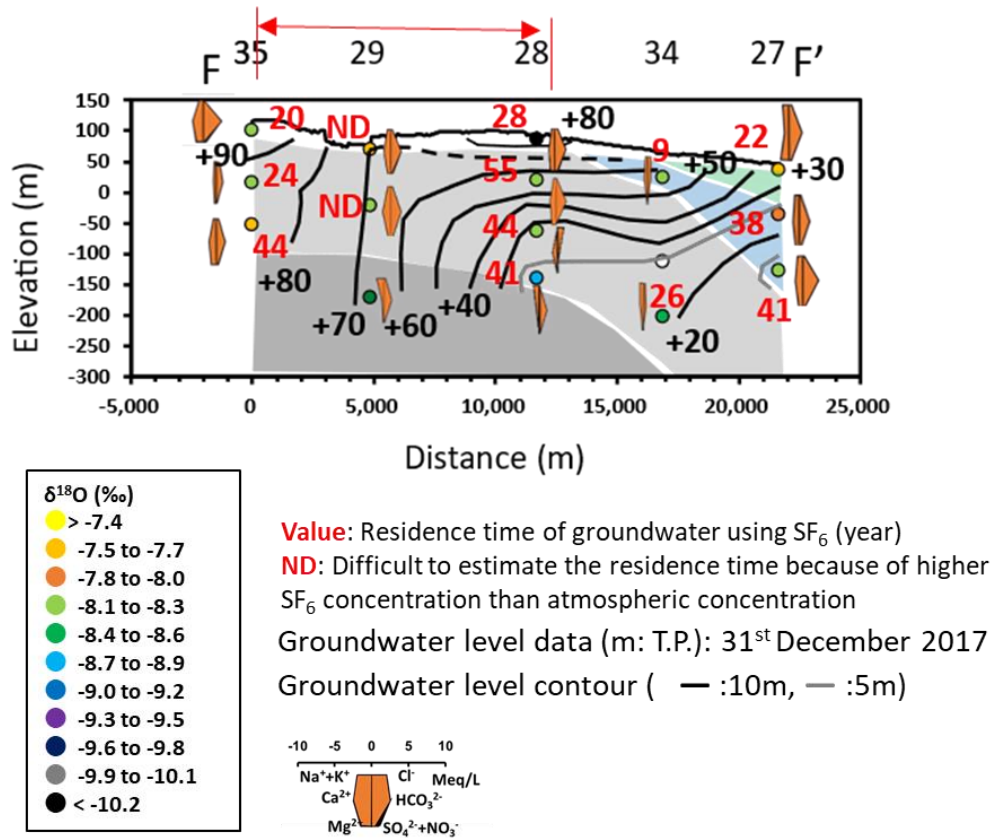
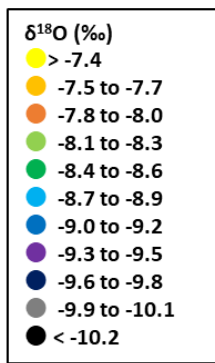
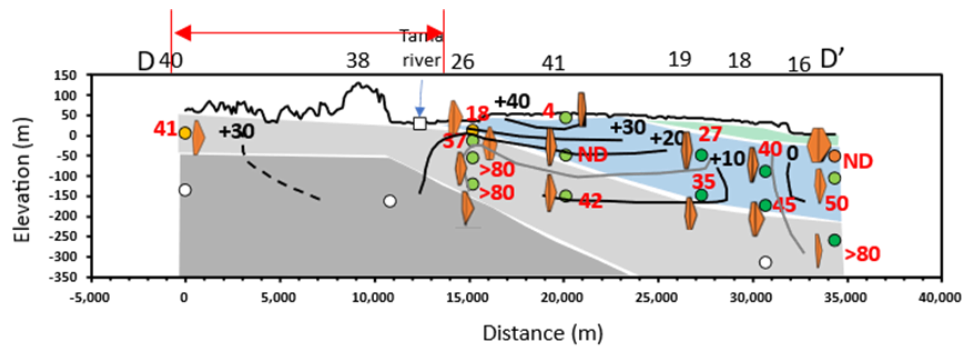


図 51 F-F'断面における南西-北東方向の水理水頭分布と地形地質構造の関係



Value: Residence time of groundwater using SF₆ (year)
ND: Difficult to estimate the residence time because of higher SF₆ concentration than atmospheric concentration
 Groundwater level data (m: T.P.): 31st December 2017
 Groundwater level contour (— :10m, — :5m)

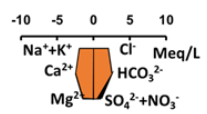


図 52 D-D'断面における南西-北東方向の水理水頭分布と地形地質構造の関係

5.3 揚水および局所的な帯水層基底部の構造による水理水頭への影響

5.2 において、水理水頭分布と帯水層基底部の傾斜の関係から、本地域における地形・地質構造と地下水流動系の関係を明らかにした。一方で、台地全体の地下水流動系をみた際に、一部の地域でこの傾向に則しておらず周辺より低い水理水頭を示した地域がみられた。具体的には地点 26, 30, 31, 41 である (図 53)。例えば、地点 41 は図 31 で示した X-Y 断面および図 33 で示した D-D' 断面の 2 つの水理水頭分布において、下向きの動水勾配が卓越していた。また、水平方向においても図 28 の L3 層において、等水理水頭線の谷を形成する要因の一つであった。この要因として、Kagabu *et al.*, 2013 でみられたような人為起源である大規模な地下水の揚水が考えられた。そして、上記の低い水理水頭を示した地域は、新藤 (1968) で深井戸の密集地域であると指摘された地域であり、1960 年の水理水頭分布において同様に低い水理水頭を示した地域であった。

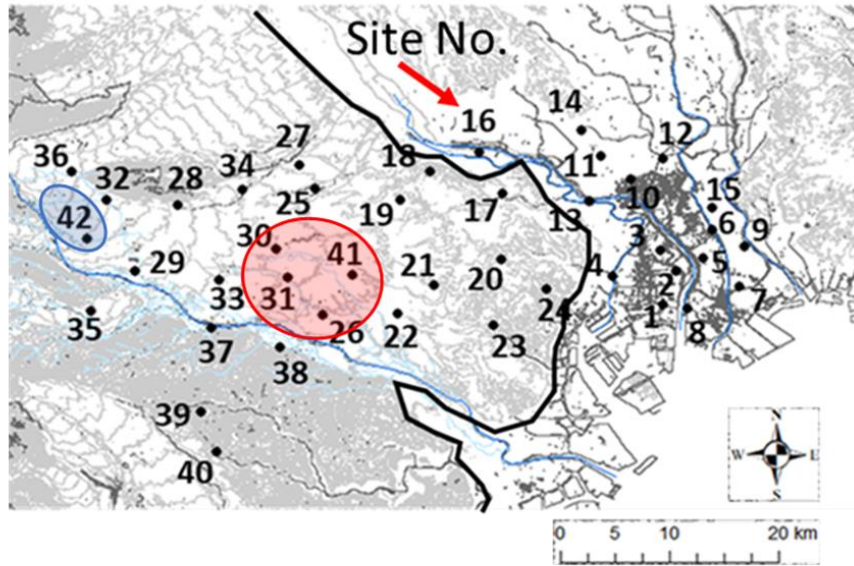
そこで、東京都環境局 (2019) で報告された、地下水水位が測定された 2017 年の本地域の揚水量データから、本地域の市区町村別日揚水量を比較した (図 53)。この図から、揚水を行っている地域とそうでない地域が明確に分かれていることがわかり、特に台地が位置する多摩地区において揚水が盛んであることがわかった。また、揚水が行われた市区町村は台地の最西部と台地中央部の 2 つの地域に区分することができた。特に、台地中央部は先述した低い水理水頭を示した地点が位置していた。その中でも揚水量が最も大きい武蔵野市の揚水量を武蔵野市の面積で除した、単位面積当たりの年揚水量に変換するとおよそ 1400 mm と計算された。1999 年から 2018 年における東京都の年平均降水量が 1620mm であること考慮すると、この揚水量が非常に大きいことがわかる。したがって、この範囲の地下水の水理水頭分布は揚水の影響を受けて周囲より低い水理水頭を示した可能性が考えられた。この揚水の影響をふまえて、等水理水頭線の谷がみられた L3 層の水理水頭分布を検討した (図 54)。東久留米層基底部の等値線と L3 層における等水理水頭線をみると、等水理水頭線の谷がみられた地域を除いて、等水理水頭線は東久留米層基底部の傾斜方向に向かって水理水頭が低くなる傾向がみられた。また、揚水が行われている地域は等水理水頭線の谷部と一致していることがわかる。そのため、L3 層におけるこの等水理水頭線の谷を形成する要因として、揚水の影響があることは十分に考えられた。一方で、揚水が行われていない台地北東部においても等水理水頭線の谷がみられた。そうした中で、舎人層基底部の等値線と L3 層における等水理水頭線をみると (図 55)、揚水が行われていない地域で等水理水頭線の谷が形成されていた地域は、舎人層基底部において旧河道によって形成された谷がある地域と概ね一致していた。新藤 (1968) においても、舎人層基底部に相当する A5 層基底部にみられた谷状構造と等水理水頭線が一致していることが指摘されていた。すなわち、L3 層における等水理水頭線の谷は、揚水と舎人層基底部にみられる谷状構造の両方に影響されて形成されていることが考えられた。

また、図 53 から、武蔵野台地西部でも集中的に揚水が行われていることがわかった。こ

の地域の中で観測井は地点 42 が該当していた。地点 42 は図 31 で示されるように、鉛直下向きの動水勾配が卓越していた。また、この鉛直方向の水理水頭を考慮して作成した水平方向の水理水頭分布を示した (図 56)。これによると、地点 42 と地点 29 の間に高い水理水頭がみられ、この水理水頭分布から同一深度において地点 42 が周辺より低い水理水頭を示していた。5.2 より、本地域は地形の影響を受けている範囲に位置しており、この傾向から水理水頭は西部で高く、東部で低い分布をすると予想されるが、実際にはそのような水理水頭分布を示してはいなかった。このような水理水頭分布を示す要因として、台地中央部にみられたものと同様に、揚水によるものであることは十分に考えられた。また、水質組成や酸素安定同位体比に関して地点 42 と地点 29 では大きく異なっていた。このことは、両者の間に水理水頭分布の境界があることを裏付けている。そして、地点 42 の深部において周辺より低い酸素安定同位体比を示す要因を検討した際、今回地下水位の観測や溶存成分データは取得できなかったが、本地域の西側に位置する山地起源の水が大きく寄与していることが考えられた。以上のことから、本地域の台地部の中でも揚水が多く行われている地域において、揚水の影響により水理水頭は周辺より明らかに低い値を示すことが考えられた。

さらに、東久留米層基底部の等値線と L1 層における等水理水頭線をみると (図 57)、台地北西部において、南東方向に向かって等水理水頭線の谷が形成されているが、東久留米層基底部の等値線とは対応していないことがわかる。さらに、図 4 で示した地形図においてもそれらの地域に等水理水頭線の谷が形成されるような地形の傾斜はみられなかった。そうした中で、東久留米層の一部であり、その中でも上層に位置する富士見砂層基底部の等値線と等水理水頭線を比較した (図 58)。図 58 から、富士見砂層基底部にみられる立川断層や瑞穂断層によって形成された谷の位置と、等水理水頭線の谷は概ね一致していた。そして、これより下の深度における L2 層の水理水頭分布は、富士見砂層基底部でみられた谷状構造と対応していなかった (図 59)。すなわち、東久留米層の基底部や地形面の傾斜と比較的浅層に位置する L1 層の水理水頭分布に不整合な地域がみられ、そうした地域は東久留米層の中でも上層の富士見砂層にみられる基底面の構造に影響されていることが予想された。

以上のことから、本地域の水理水頭分布は主として、地形や帯水層の傾斜によって規定されると考えられるが、特定の深度や範囲において揚水や断層、旧河道が形成した谷の影響を受けて形成された帯水層基底部の構造の影響を受けて、地下水は局所的に全体とは異なる水理水頭を示したと考えられた。



(m³/day) ■ Cities included in low hydraulic head area

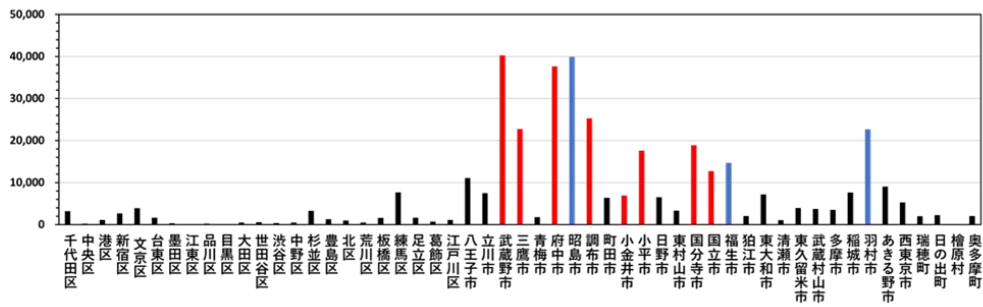


図 53 周辺より低い水理水頭を示した地域の範囲と東京都環境局 (2019) で報告された本地域の 2017 年における市区町村別日揚水量

L3 (-125 to -75 m)

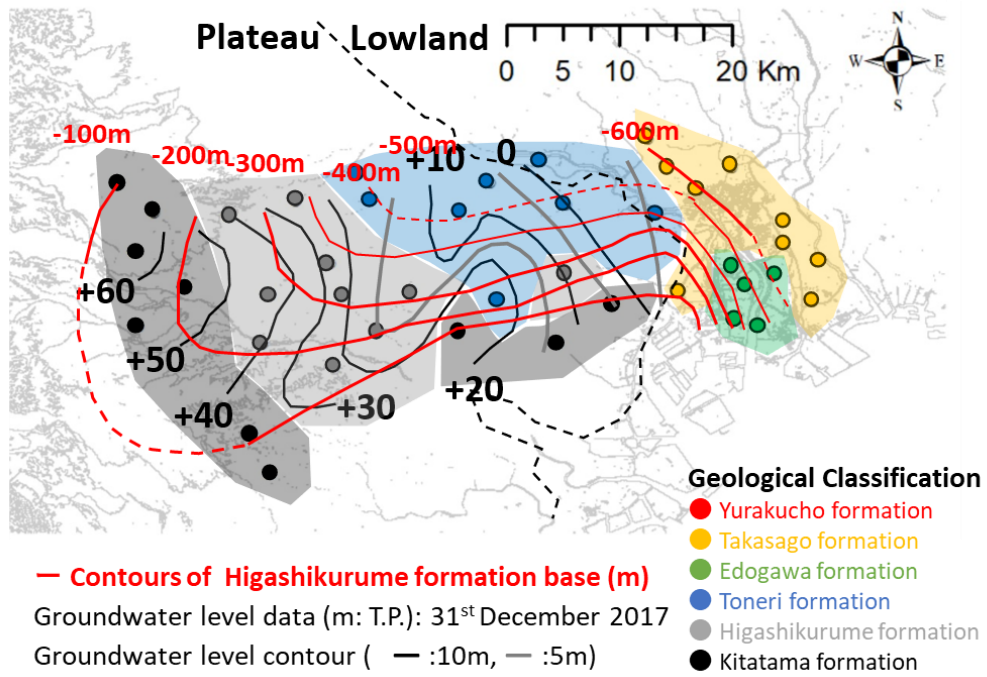


図 54 L3 層 (-125 m から-75 m) における水理水頭分布と東久留米層基底部の等値線の関係

L3 (-125 to -75 m)

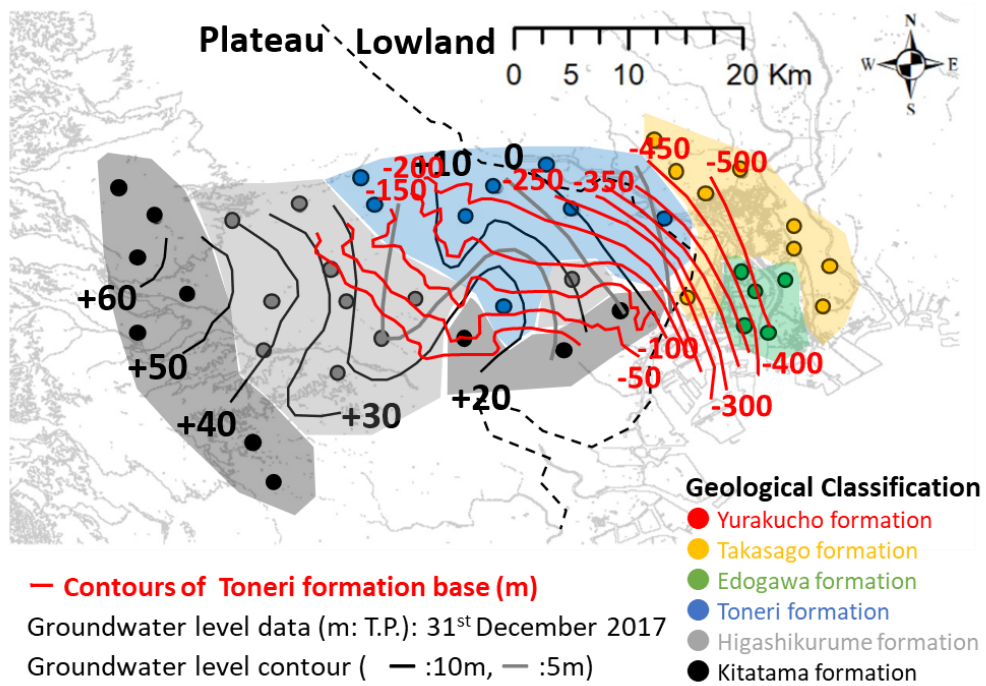
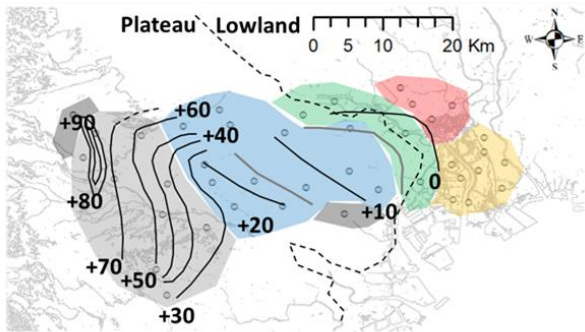


図 55 L3 層 (-125 m から-75 m) における水理水頭分布と舎人層基底部 (城北砂礫層基底部) の等値線の関係

L1 (-25 to 25 m)



Geological Classification

- Yurakucho formation
- Takasago formation
- Edogawa formation
- Toneri formation
- Higashikurume formation
- Kitatama formation

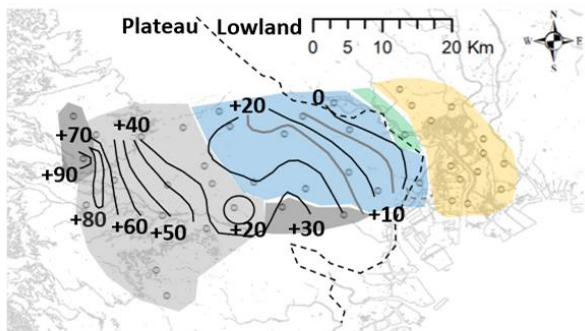
Groundwater level data (m: T.P.)

: 31st December 2017

Groundwater level contour

(— :10m, - - :5m)

L2 (-75 to -25 m)



L3 (-125 to -75 m)

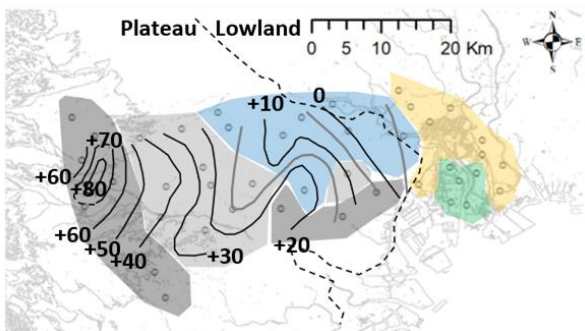


図 56 鉛直方向の水理水頭を考慮した武蔵野台地西部における L1 層から L3 層の水理水頭分布

L3 (-125 to -75 m)

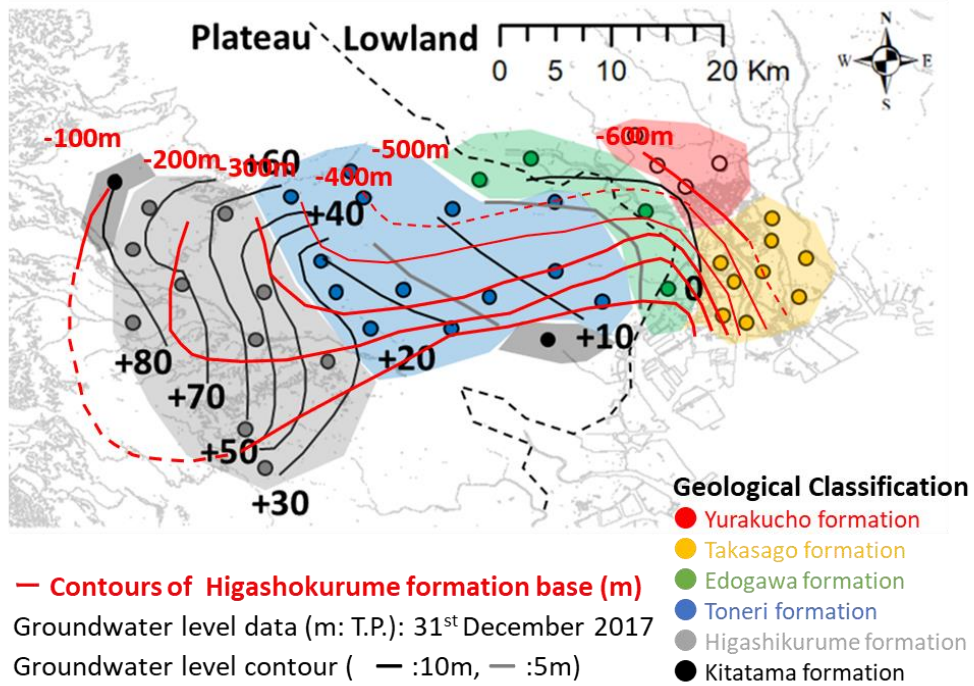


図 57 L1 層 (-25 m から 25 m) における水理水頭分布と東久留米層基底部の等値線の関係

L1 (-25 to 25 m)

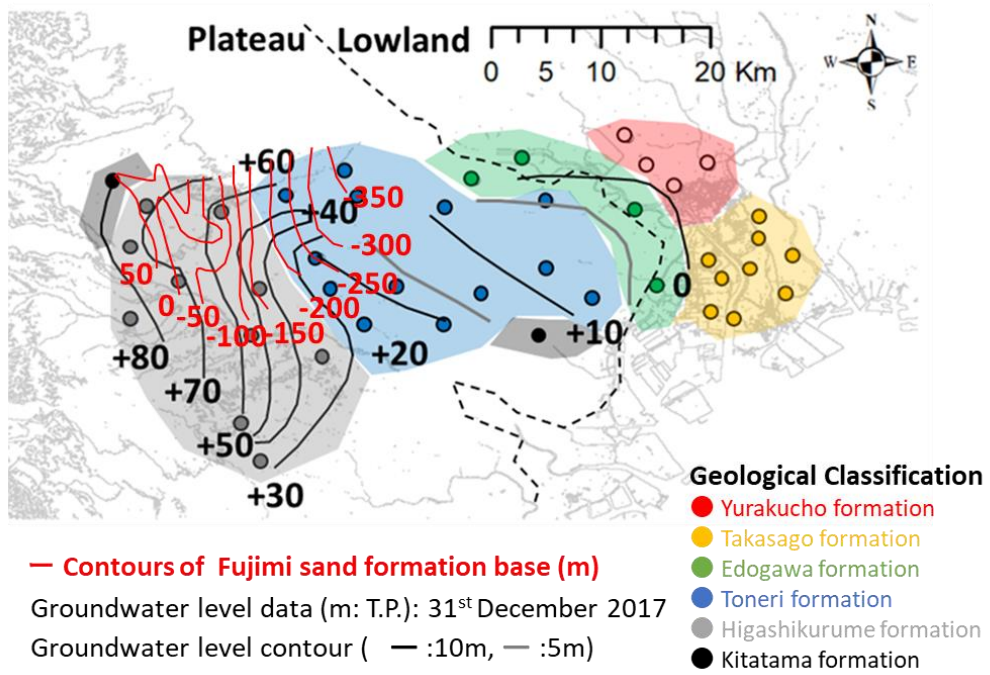


図 58 L1 層 (-25 m から 25 m) における水理水頭分布と富士見砂層の等値線の関係

L2 (-75 to -25 m)

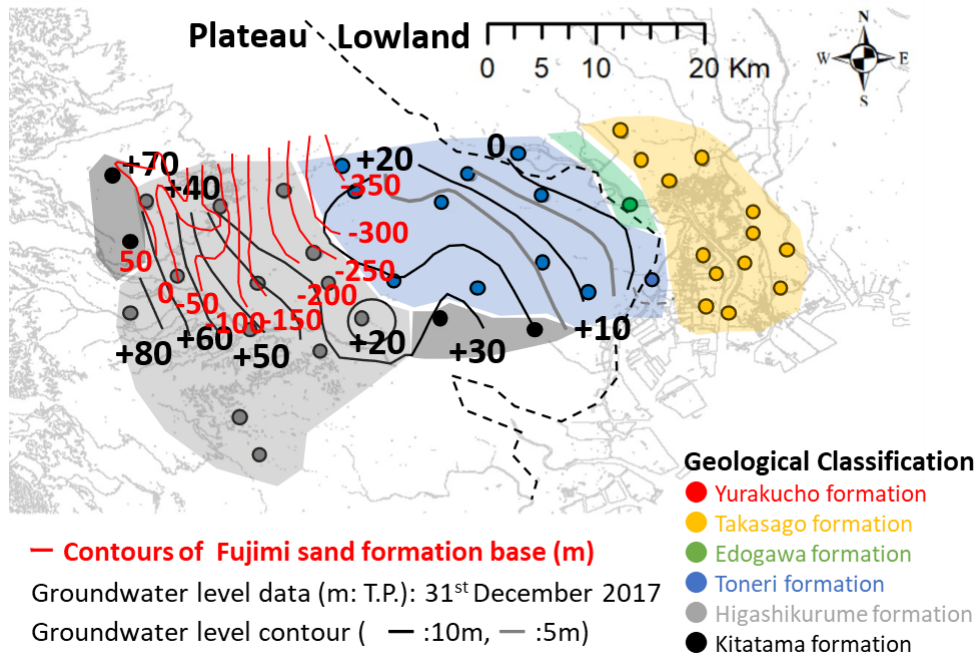


図 59 L2 層 (-75 m から-25 m) における水理水頭分布と富士見砂層の等値線の関係

5.4 台地・低地境界部における地下水流動の検討

台地から低地への地下水流動について検討した。本地域全体を対象とした水平方向の水理水頭解析では、全ての深度範囲において台地から低地の広範囲へと地下水が流動するような水理水頭分布を示し、水理水頭分布の不連続な場所はみられなかった。これは、先行研究において他の沖積平野で見られる特徴と同じであった。一方で、台地と低地では地下水の主要な水質特性が明らかに異なっていた。そのため、台地から低地へと地下水が寄与しているかについて、台地と低地の境界部に着目してより詳細に検討した。はじめに、台地と低地の境界に焦点を当ててL2層からL4層の水平方向の水理水頭解析を実施した(図60, 図61, 図62)。低地では水理水頭の差が台地と比較して小さいため、等水理水頭線は水理水頭0mまでは5m間隔, 0mから下は1m間隔で引いた。また、L2層においてデータが不十分であったため、深度範囲外のスクリーンを用いて次のように補正した。低地北部に位置する地点14では、スクリーン標高-21mにおける水理水頭データがあった。L2層のスクリーン標高範囲は-75mから-25mであり、スクリーン標高はほとんど同じであることから、今回その地点の水理水頭の値をそのまま適用した。また、台地南部に位置する地点24はスクリーン標高-9mの上層と-85mの下層を平均した値を適用した。これらの水理水頭分布から、台地と低地の境界部ではどの深度範囲においても台地から低地への動水勾配が大きく、L2層の一部を除いて境界付近の低地へと周辺の低地地下水が寄与するような水理水頭分布を示していないことがわかった。

次に、台地と低地の境界部における地下水の水質組成と酸素安定同位体比を比較するため、トリリニアダイアグラムを作成し、酸素安定同位体比の値を区分して示した(図63)。台地地下水は北多摩層に位置する地下水を除いて、トリリニアダイアグラムのプロットされる位置と酸素安定同位体比の値が類似していた。図17で示した台地全体を対象とした地下水のトリリニアダイアグラムと比較すると、台地境界部の地下水は台地地下水で広くみられる水質組成であることがわかる。つまり、台地地下水が低地へと直接寄与する際には、台地で広くみられている水質組成や酸素安定同位体比を示すと予想された。低地地下水に着目すると、多くのサンプルで台地とは異なる水質特性であることがわかる。特に、一部を除いて低地地下水の酸素安定同位体比が低い値を示した。一方で、低地地下水の一部において台地地下水でみられた水質特性を示す地点もみられた。

さらに、図63で示した断面方向における3つの地質断面図を作成し、それぞれの地質断面図に等水理水頭線と各種溶存成分を加えた(図64, 図65, 図66)。台地低地境界部の南北断面である図64のA-A'断面において、帯水層は北側へ傾斜しており、水理水頭分布から北側への動水勾配がみられ、低地である地点16付近において上向きの動水勾配がみられた。また、各種溶存成分に着目すると、北多摩層に位置する地点23の地下水を除き、台地から低地にかけてナトリウム重炭酸型の水質組成を示し、酸素安定同位体比も概ね同じ値であったことから、水質特性の連続性が確認された。以上のことから、台地と低地の境界部にお

いて、台地から低地北西部に位置する地点 16 へと地下水が寄与していることが考えられた。一方で、この鉛直断面は水平方向の水理水頭分布をみると、本地域の主要な地下水の流動方向ではないと考えられた。そのため、低地北西部に位置する地点 16 への動水勾配が大きい断面を検討したところ、図 45 で示した D-D' 断面が該当した。D-D' 断面において A-A' 断面と同様、台地から低地へと連続した帯水層が形成されていた。また、台地から低地への動水勾配がみられており、地点 16 付近では上向きの動水勾配が卓越した。そして、その中で水質組成や酸素安定同位体比に連続性がみられた。さらに、水平方向の水理水頭解析においても、台地から低地である地点 16 へと地下水が流動するような水理水頭分布であった。以上のことから、台地から低地である地点 16 が位置する低地北西部へと地下水が流動している可能性が高いことがわかった。

次に、図 65 で示した南部の東西断面である B-B' 断面において、台地と低地の境界部に褶曲がみられた。その後低地部において大きく傾斜した構造をしており、A-A' 断面と比較して台地から低地にかけて複雑な地質構造をしていた。また、水理水頭分布は特に舎人層において台地から低地へと地下水が流動するような動水勾配がみられた。一方で、低地における水質組成の多くはナトリウム重炭酸型やナトリウム塩素型を示した。ナトリウム重炭酸型の地下水は台地では北多摩層に位置する地下水で多くみられる水質組成であるが、本研究で示した水理水頭分布や帯水層の構造から北多摩層から上層の地下水へと寄与することは考えにくかった。また、低地においてナトリウム重炭酸型を示す地下水は Cl⁻濃度も高い値を示した。このことから、低地の境界部に位置する地点 4 の地下水は、台地で多くみられるナトリウム重炭酸型の地下水と地点 2 のように低地南部でみられるナトリウム塩素型の地下水が寄与していることが示唆された。そして、台地境界部の地下水滞留時間が非常に短く推定された中で、低地では 80 年以上と推定された。このことから、台地から低地へと地下水が流動するにあたって、非常に長い時間がかかっていると予想された。そして、少なくとも台地には分布しない高砂層の地下水の水質特性は明らかに台地のそれとは異なっており、台地地下水が高砂層に大きく寄与していないことが推察された。

さらに北部の東西断面である C-C' 断面において (図 66)、南北断面である A-A' 断面と同様台地から低地へと帯水層が連続した構造をしていた。また、舎人層において台地から低地の深部への動水勾配がみられ、類似した水質組成を示した。特に、低地の境界付近に位置する地点 13 の最も浅層である地下水は水質組成および酸素安定同位体比共に台地のそれと似た性質を示した。一方、地点 13 の中でも深い地下水は低い酸素安定同位体比を示し、台地地下水より低い酸素安定同位体比をもつ地下水の寄与が示唆された。先行研究では、C-C' 断面は B-B' 断面のように台地と低地の境界に褶曲等はみられず、台地と低地の帯水層は連続していた。そのような中で、酸素安定同位体比の値が大きく変化するという事は、他に寄与する地下水が存在することを強く示唆している。また、水平方向の水理水頭分布をみると、全ての深度において台地以外から地点 13 へ地下水が流動するような動水勾配はみられなかった。以上のことから、この断面における地下水流動を把握するためには、近隣の地下水の

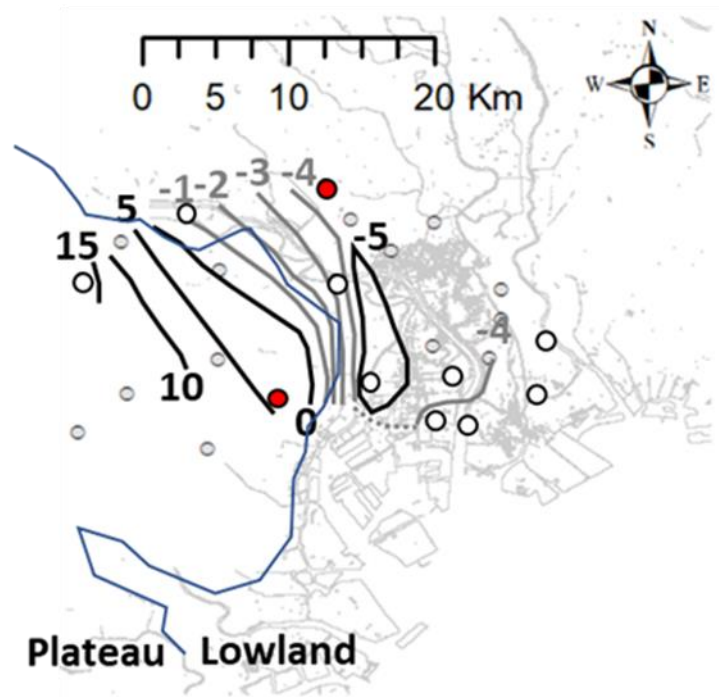
水質特性を把握する必要がある。

現状もっているデータをもとに東西断面における台地と低地の水質特性の違いについて検討した。まず、水平方向の水理水頭分布を再度確認すると、台地と低地の境界付近ではL3層をはじめ台地と低地の水理水頭の差が最も大きい。鉛直方向においても同様の傾向がみられ、特に舎人層では台地から低地への横向きの動水勾配がみられた。そして、その後低地では帯水層の傾斜方向へ流動するような下向きの動水勾配がみられた。地質構造に着目すると、南北方向の断面であるA-A'断面と同様、K-K'断面は特に舎人層において帯水層が連続していた。このA-A'断面とK-K'断面の違いは、上層に有楽町層が分布しているかどうかであった。泥質からなる有楽町層は、低地の表層付近に広範囲に分布しているが、今回この有楽町層における地下水位データや溶存成分データをほとんど得ることができなかった。仮に、この有楽町層の地下水が低い酸素安定同位体比を示し、高い水理水頭を示す場合、低地において水質組成が大きく変化したことが説明できる。一方で、そのような場合であったとしても、比較的地表面付近に位置し、酸素安定同位体比が大きい地点13の最も浅い地下水があるため、予想されるような単純な流動ではないと考えられる。以上のことから、少なくとも東西断面において、台地と低地の水質特性の違いを明らかにするためには、より多くの観測地点が必要であり、特に有楽町層における水理水頭と水質特性の把握が重要であると考えられた。

一方で、図65のB-B'断面において、舎人層における低地地下水は北多摩層における台地地下水と類似した水質組成を示した。これは、ナトリウム重炭酸型を示す北多摩層の地下水が台地と低地の境界部の褶曲部において東久留米層や舎人層へと流動し、低地地下水へと流動したことを示唆している。また、図65のB-B'断面では観測井のスクリーン位置の関係でみられなかったが、図64のA-A'断面や図66のK-K'断面では、台地と低地の境界部において上向きの動水勾配がみられた。そのため、ナトリウム重炭酸型の水質組成を示す北多摩層の地下水が台地と低地の境界部において上層に位置する東久留米層や舎人層へと流動し、それらが低地へと流動することは十分に考えられる。そのため、台地から低地への地形区分を超えた地下水流動を検討する上で、台地と低地の境界部における各帯水層の水理水頭と地下水溶存成分をより詳細に把握する必要がある。

● Additional screen site

L2 (-75 m to -25 m)



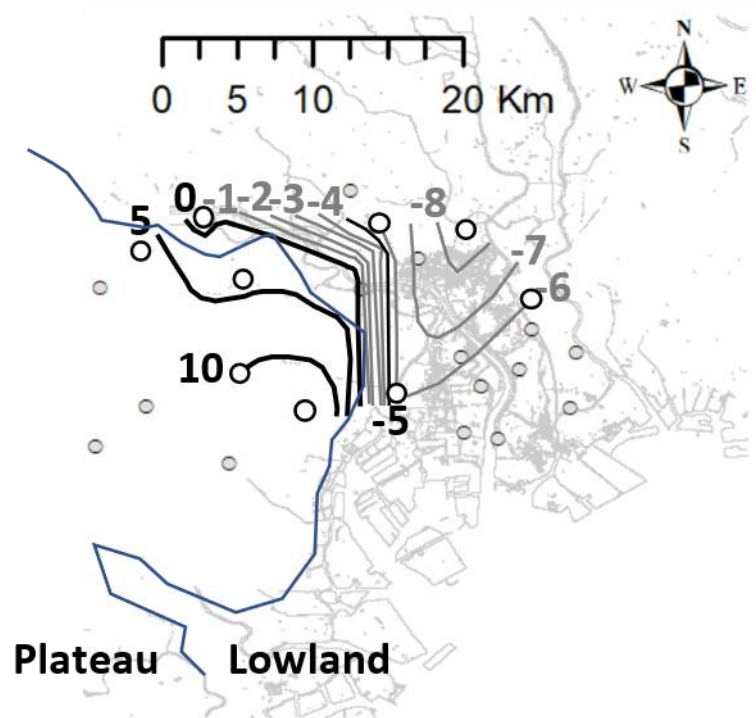
Groundwater level data (m: T.P.): 31st December 2017

— Groundwater level contour (5m)

— Groundwater level contour (1m)

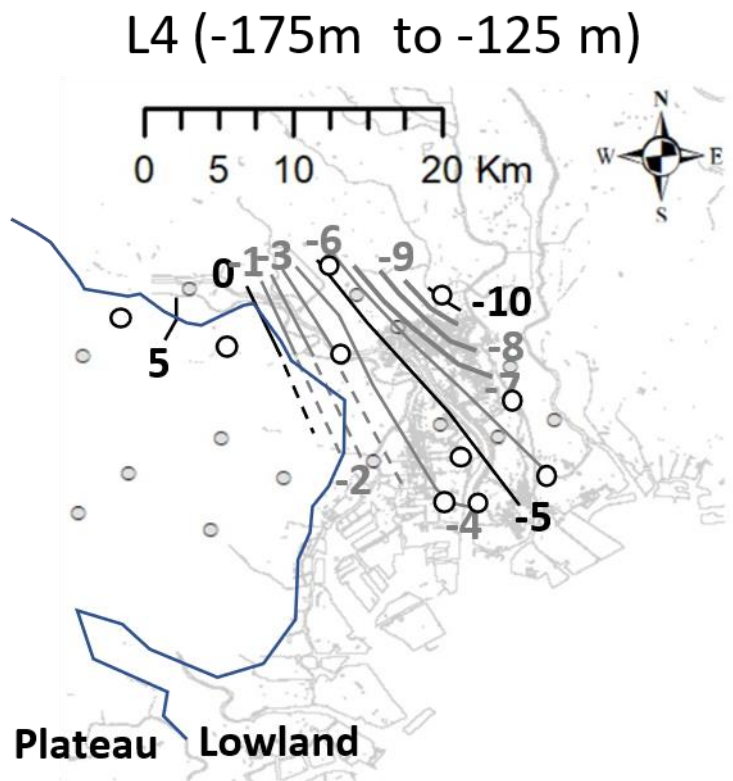
図 60 低地部のスクリーン深度-75 m から-25 m (L2 層) における水理水頭解析

L3 (-125 m to -75 m)



- Groundwater level data (m: T.P.): 31st December 2017
- Groundwater level contour (5m)
 - Groundwater level contour (1m)

図 61 低地部のスクリーン深度-125 m から-75 m (L3 層) における水理水頭解析



- Groundwater level data (m: T.P.): 31st December 2017
- Groundwater level contour (5m)
 - Groundwater level contour (1m)

図 62 低地部のスクリーン深度-175 m から-125 m (L4 層) における水理水頭解析

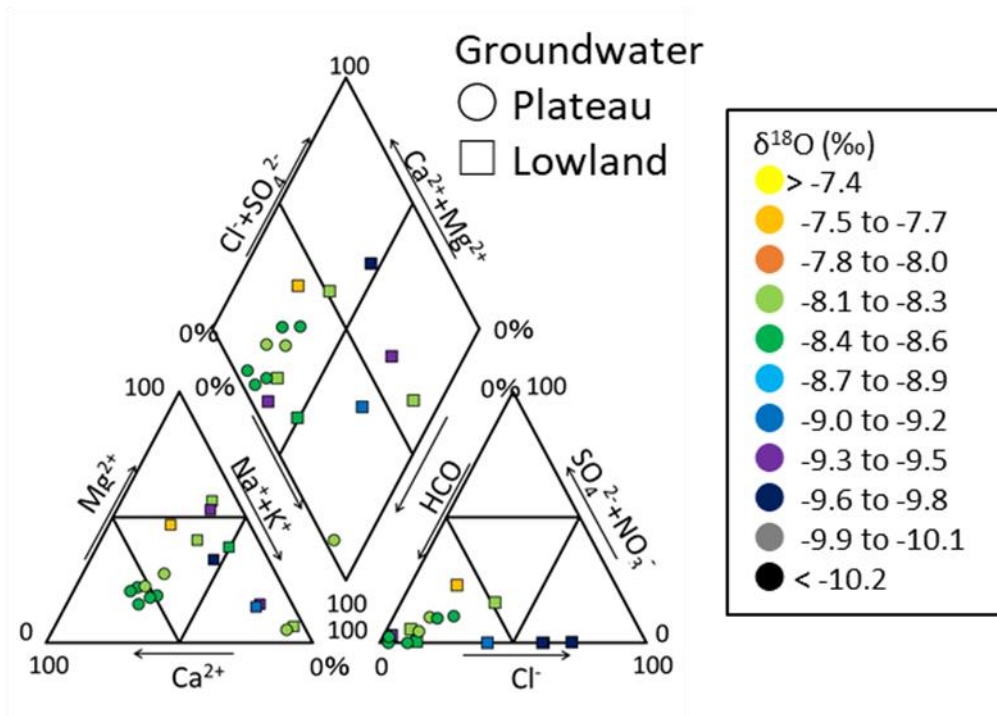
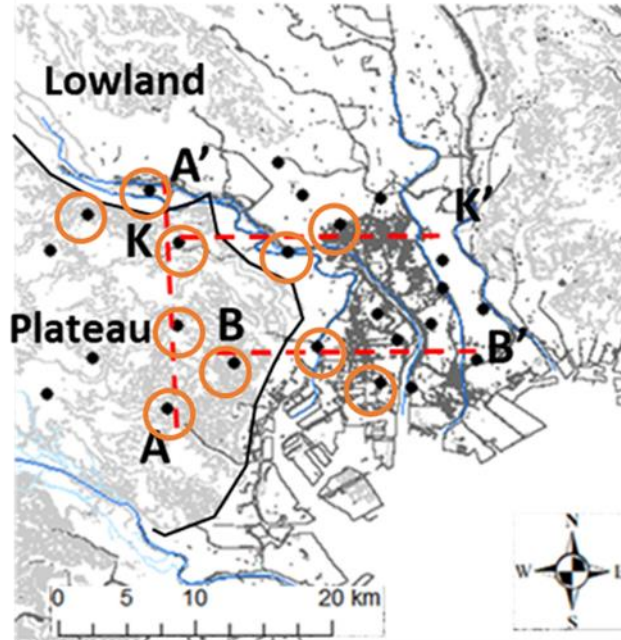


図 63 台地と低地の境界部に分布する地下水のトリリニアダイアグラムと酸素安定同位体比

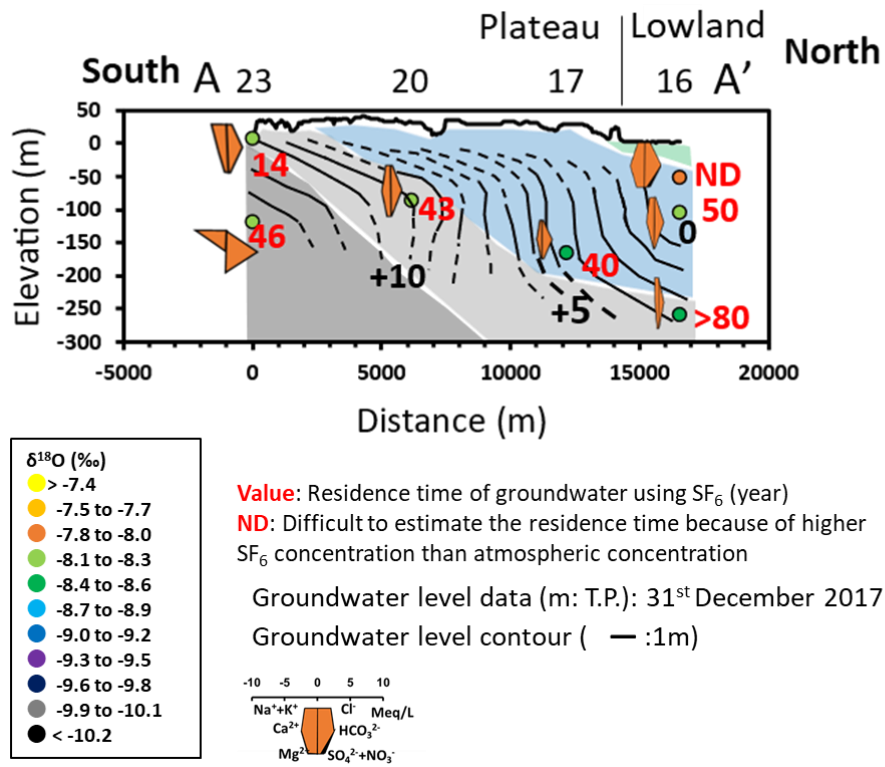


図 64 台地低地境界部の南北方向における A-A' 断面の地質断面図

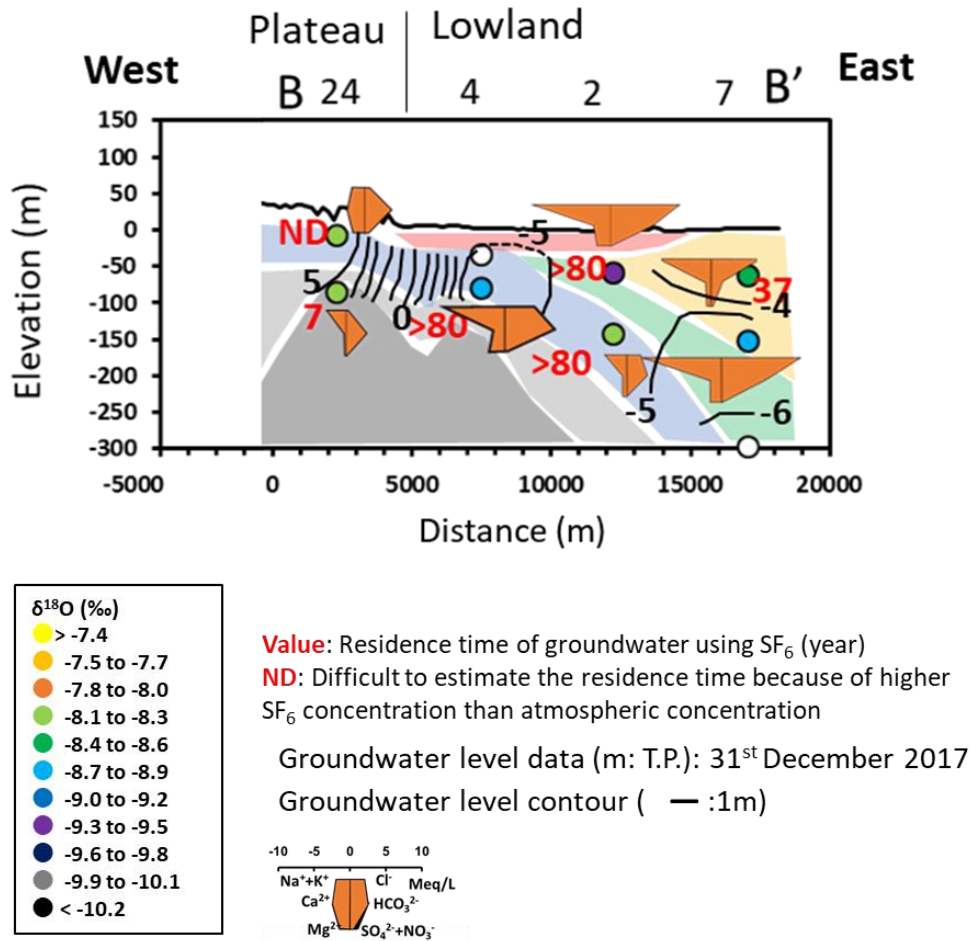


図 65 台地低地境界部北部の東西方向における B-B' 断面の地質断面図

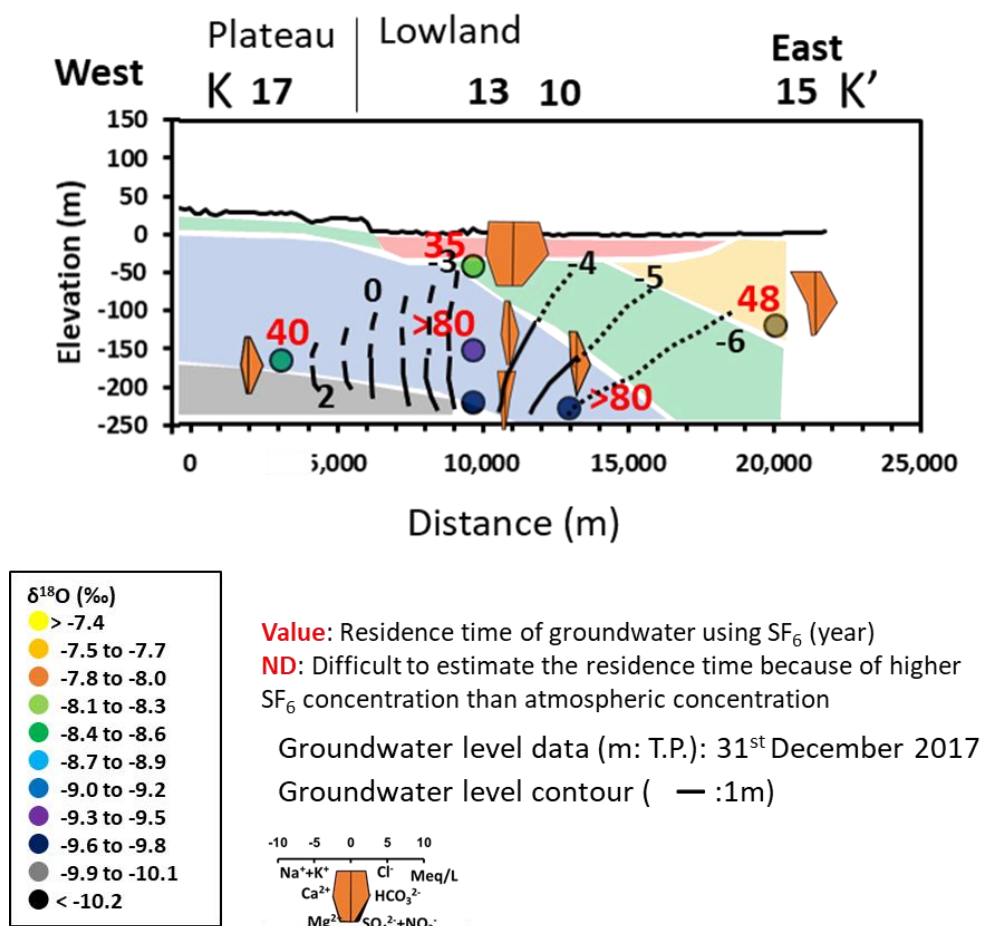


図 66 台地低地境界部北部の東西方向における K-K' 断面の地質断面図

5.5 低地における水質組成の空間分布特性と地質構造の関係

ヘキサダイアグラムによって区分されたグループごとの地下水のおおよその空間分布から (図 18), 主要な水質組成が南部と北部で異なっていた。この水質組成の違いをもたらす要因を検討するため, L2 層から L4 層の深度分布を対象に, 水質組成の空間分布から南部と北部に境界線を引き, 等水理水頭線を 1m 間隔で作成した (図 67, 図 68, 図 69)。水質組成の違いによって引かれた境界線について, 川島ほか (1996) で 1971 年と 1994 年に実施された地下水位の観測と塩素イオン濃度の分布でも同様の位置においてこの存在が指摘された。この研究において, 地下水位は 1970 年代中頃までは大きく低下し, その後は大幅な上昇を示した。その期間中地下水は常に臨海部側が高く, 地下水は東京低地北部へ向かって流動することが予想された。一方, 塩素イオン濃度の分布形態は, 地下水位の大幅な変化にもかかわらず, 高塩素イオン濃度地域に大きな変化がないことを示しており, 墨田区と江東区の区境付近に, 地下水の流動を妨げる何らかの地質構造がある可能性が示唆された。また, 宮越ほか (2006) において, 従来その存在が指摘されてきた低地中央部南側の地下水流動を規制する水理地質構造の推定位置付近を境として, 地下温度分布は南北で大きく異なっており, この水理地質構造の存在を支持していた。そして, 本研究で水質組成の違いで引かれた境界線は, これらの先行研究で示唆された墨田区と江東区の区境付近にあるとされる境界と概ね一致していた。つまり, 今回低地の南部と北部で主要な水質組成が異なっていた要因は, この境界にある何らかの地質構造によるものと予想された。

1 m 間隔で引いた等水理水頭線より, 図 67 の L2 層の水理水頭は -4 m から 0 m まで分布し, 水理水頭は境界線の南部で最も低い値を示し, 周辺の地下水がこの地点へと引き込まれるような水理水頭分布を示した。図 68 の L3 層における水理水頭は -8 m から -1 m まで分布し, 地下水は北西部から北部へと流動するような水理水頭分布を示した。図 69 の L4 層の水理水頭は -10 m から -4 m まで分布し, 北西部で最も低い水理水頭を示した。そして, L2 層から L4 層にかけて全体的に北側の水理水頭が低く, 水平方向における水理水頭分布からは水質組成の境界を超えた地下水流動が考えられた。また, L2 層から L4 層全体の水理水頭分布から, 下層の水理水頭が小さくなっていることがわかる。このことから, 水平方向では北側への動水勾配が卓越していることで地下水は北側へ流動しているようにみえるが, 実際はそれだけではなく下側への動水勾配も存在すると予想された。

また, 遠藤 (1987) で示されている高砂層基底部の等値線と低地の境界部を示した (図 70)。ここから高砂層基底面の傾斜方向は水質組成の境界線を境に南部では東側へ, 北部では北東方向へ変化していた。さらに, 高砂層基底部の等値線に L4 層の等水理水頭線と地下水中の各種溶存成分を示した (図 71)。この図から特に北部の等水理水頭線は, 帯水層基底部の傾斜方向と類似していた。このことから, 特に低地北部の比較的深い深度の地下水の水理水頭分布は帯水層基底部に沿って流動している可能性が示唆された。そして, 低地の帯水層は深部へと大きく傾斜している点, L2 層から L4 層へとスクリーン深度が深くなるほど水

理水頭が低い傾向を示した点を考慮すると、L4 層より低い深度において水理水頭がより低く、より深い深度へと地下水が流動している可能性が示唆された。以上のことから、境界線の南部と北部で帯水層基底部の傾斜方向が大きく異なることにより、南部の地下水は東側の深部、北部の地下水は北東側の深部へと流動し、水質組成が異なると予想された。

L2 (-75 to -25 m)

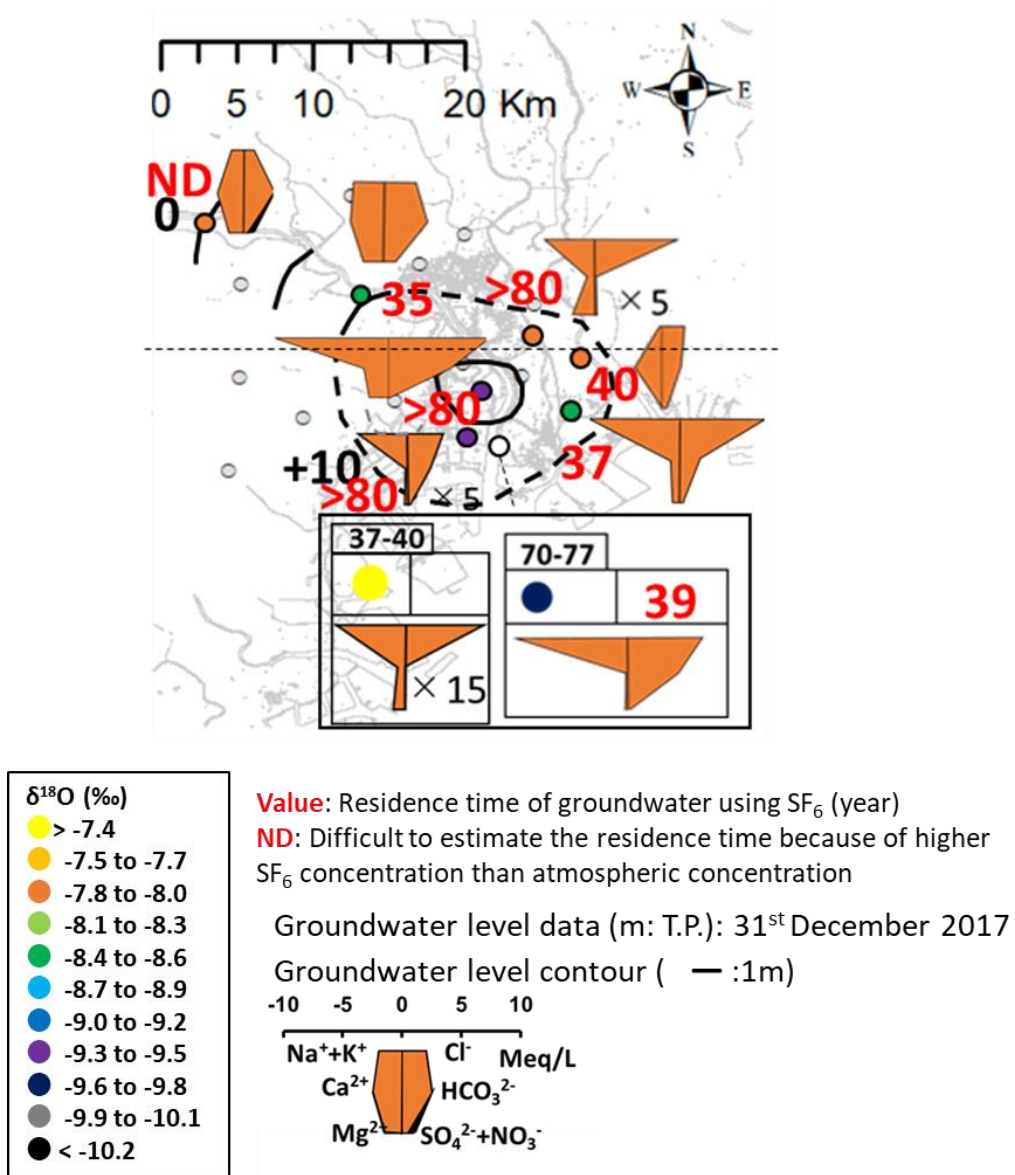


図 67 低地のスクリーン深度-75 m から-25 m (L2 層) における水理水頭分布と各種溶存成分の空間分布

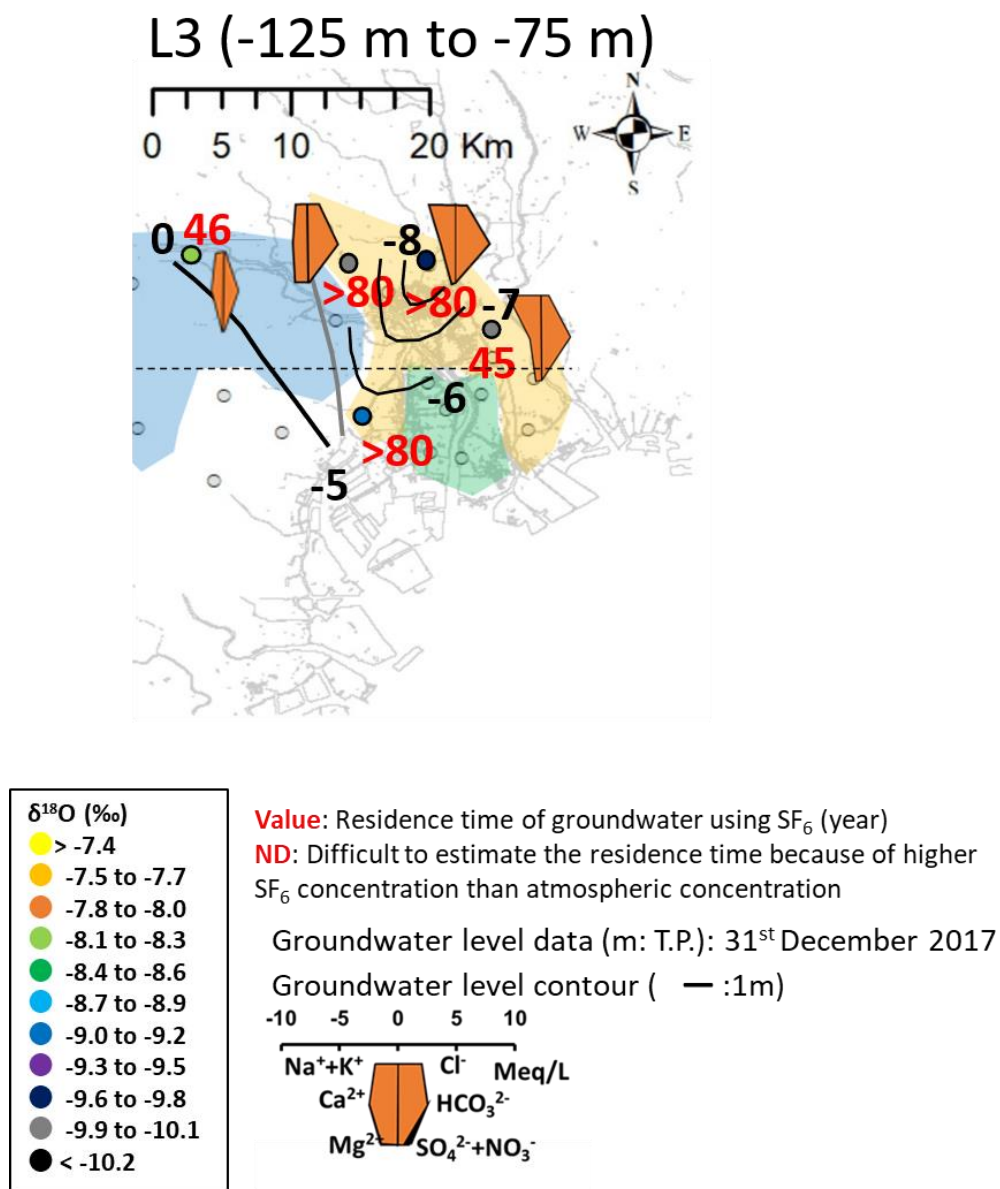
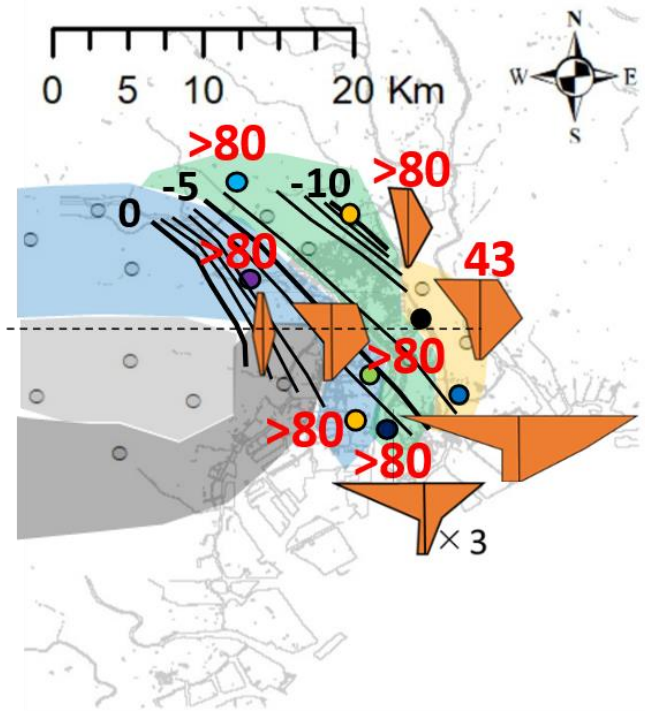


図 68 低地のスクリーン深度-125 m から-75 m (L3 層) における水理水頭分布と各種溶存成分の空間分布

L4 (-175 m to -125 m)



Value: Residence time of groundwater using SF₆ (year)
ND: Difficult to estimate the residence time because of higher SF₆ concentration than atmospheric concentration

Groundwater level data (m: T.P.): 31st December 2017

Groundwater level contour (— :1m)

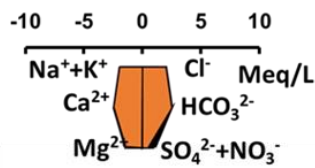
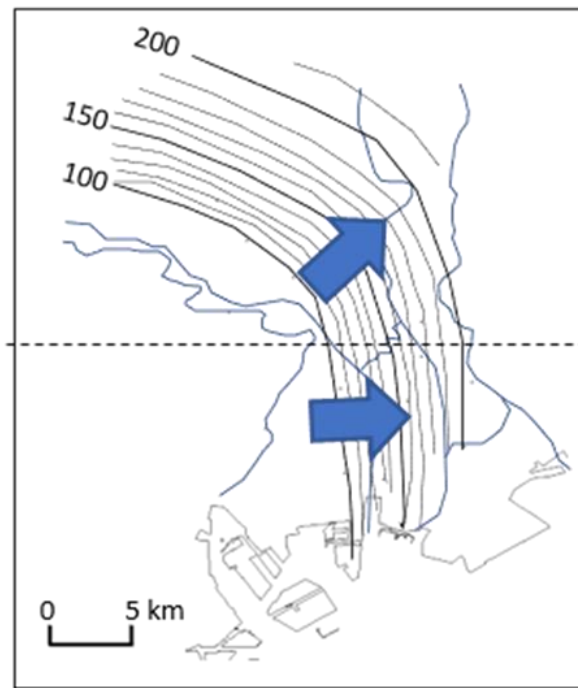
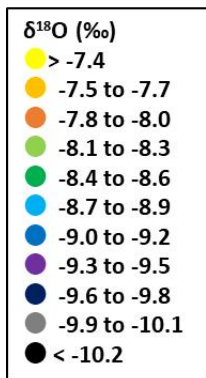
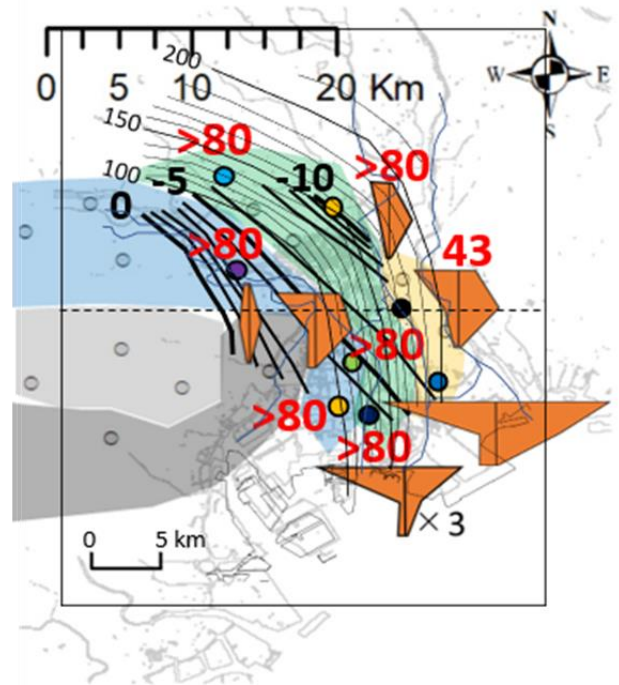


図 69 低地のスクリーン深度-175 m から-125 m (L4 層) における水理水頭分布と各種溶存成分の空間分布



— Distance from surface to base (m)
Based on Endo (1978)

図 70 高砂層底部の等値線 (遠藤, 1978 をもとに作成)



Value: Residence time of groundwater using SF_6 (year)
ND: Difficult to estimate the residence time because of higher SF_6 concentration than atmospheric concentration

Groundwater level data (m: T.P.): 31st December 2017

Groundwater level contour (— :1m)

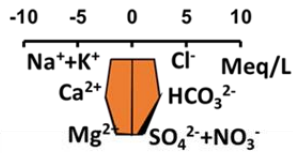


図 71 高砂層基底部の等値線と低地のスクリーン深度-175 m から-125 m (L4 層) における水理水頭分布と各種溶存成分の空間分布の関係

6. 本地域における地下水流動系の総合考察

これまでの結果および考察をもとに、本地域における地下水流動系を概念図として示し(図 72)、本地域における地下水流動系の総合考察と本研究で明らかになったことをまとめた。まず、台地部において水質組成は北多摩層でナトリウム重炭酸型を示し、それ以外のほとんどの台地地下水でカルシウム重炭酸型を示した。また、台地における地形・地質構造と地下水流動方向の関係に関して、地表面付近および帯水層基底部の傾斜が小さい地域では地形の影響を、帯水層基底部の傾斜が大きい地域では帯水層の傾斜の影響を受けていると考えられた。すなわち、本研究を通して帯水層と地形の傾斜方向が異なる地域における、地形と帯水層の傾斜に影響される深度や範囲を特定した。また、特に帯水層基底部の傾斜が大きく変化する地域において、下向きの強い動水勾配がみられ、帯水層を超えた下向きの地下水流動があることが示唆された。

そして、このような傾向から外れた地点では揚水による影響や、舎人層基底部にみられた旧河道が形成した谷状構造および城北砂礫層基底部にみられた立川断層によって形成された谷状構造といった一部地域にみられる影響が示唆された。新藤(1968)において、本地域の全帯水層を一連のものとしたときに作成された水理水頭分布によって、本地域の水理水頭分布が揚水や舎人層基底部にみられた旧河道が形成した谷状構造に影響されていることが述べられていた。そうした中で、本研究では複数の水平・鉛直断面による水理水頭解析により三次元的な地下水流動を検討したことで、新藤(1968)では十分に考慮されていなかった、上記の要素が影響を及ぼす深度範囲を特定した。これにより、舎人層や城北砂礫層基底部の構造は、東京都およびその周辺地域という広域スケールで見た場合、各帯水層の基底面周辺の深度範囲における水理水頭にのみ影響していることがわかった。すなわち、本地域の水理水頭分布が広域スケールでは帯水層や地形の傾斜に大きく影響される中で、揚水や一部の帯水層基底部にみられる地質構造により特異的な水理水頭分布を示し、その範囲や深度を明らかにした。そして、従来沖積平野では帯水層ごとに水理水頭解析を行うことで、その地域の地下水流動系を検討していたが、本地域のような帯水層と地形の傾斜が異なる地域では、帯水層ごとではなく深度範囲ごとに区切った地下水流動解析を行うことが重要であることが本研究によって示された。

台地から低地への地下水流動に関して、低地北西部では台地からの地下水流動がみられた。一方で、東西方向における台地と低地の境界部では台地から低地への動水勾配がみられた中で、酸素安定同位体比が大きく変化していた。また、低地では南部と北部で異なる水質組成を示し、その要因として帯水層基底部の傾斜方向が異なり、それぞれの傾斜方向の深部へと地下水が流動したことが考えられた。従来、台地から低地への地下水流動を行う研究の多くが台地と低地の水理水頭解析を行っていたが、本研究では水理水頭解析結果だけでは台地から低地全体へと地下水が流動しているような水理水頭分布を示しながらも地下水の溶存成分の空間分布から、水理水頭分布のような単純な地下水流動ではないことが考え

られた。このことは、台地から低地への地形区分を超えた地下水流動を検討する上で、溶存成分の連続性を検討することの重要性を示唆している。また、本研究では台地と低地の変換点において十分な観測を行うことができなかったことも、台地から低地への地下水流動を十分に行うことができなかった要因である。本研究では、特に流動過程において値がほとんど変化することがない水素酸素安定同位体比の比較によって、台地と低地地下水の水質特性の違いを判断することができた。以上のことから、台地から低地への地形区分を超えた地下水流動を検討する際には、水理水頭だけではなく境界部における十分な地質構造の把握と地下水溶存成分の比較による連続性の確認が重要であることがわかった。

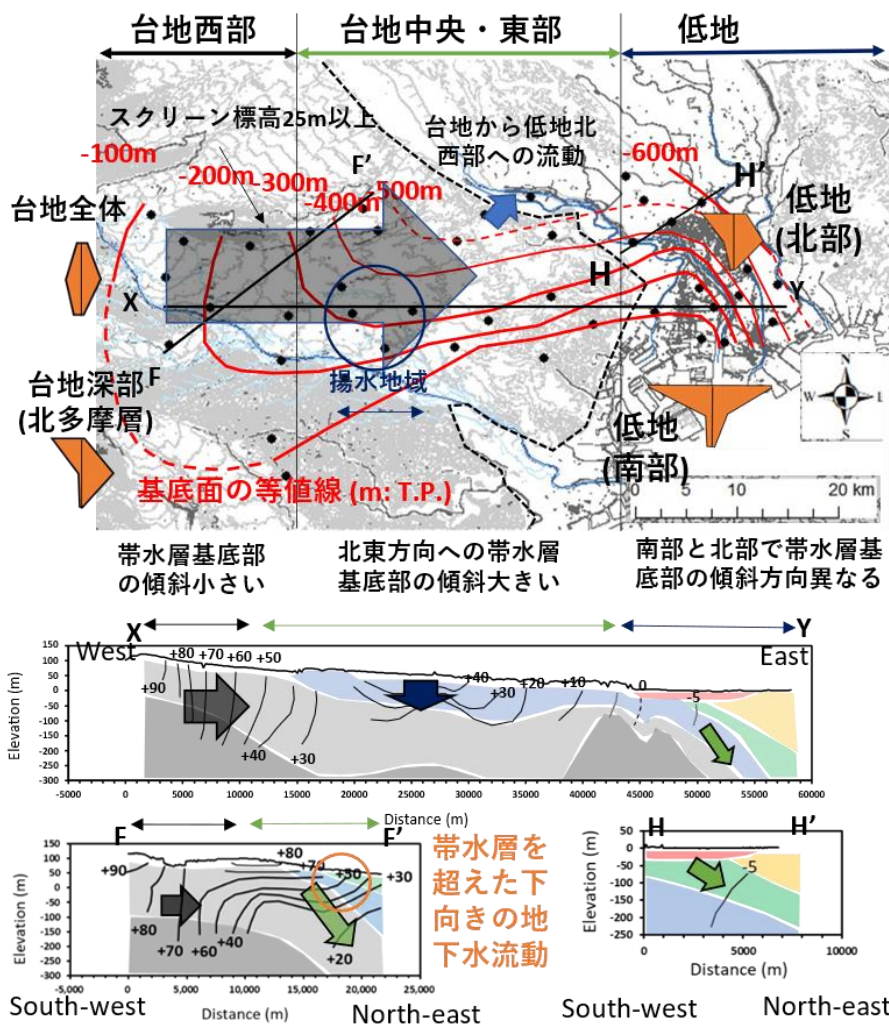


図 72 本研究地域における三次元的な地下水流動系の概念図

6. 結論

2017年12月31日の日平均地下水位および2018年5月から2021年6月の期間に採水した地下水を用いて、複数の水平断面および鉛直断面における水理水頭解析と各種溶存成分の空間分布特性から、地形と帯水層の傾斜方向が異なる特徴をもつ地域における地下水流動系の把握を行った。

1. 六フッ化硫黄を用いた見かけ上の地下水滞留時間は、台地で一年未満から80年以上、低地では35年から80年以上と推定された。地下水中の酸素安定同位体比について台地では-10.7 ‰から-7.5 ‰、低地では-10.2 ‰から-5.8 ‰の範囲を示した。溶存成分は台地と低地で異なる水質組成を示した。
2. 地形面と帯水層の傾斜方向が異なる本地域において、地表面付近の浅い地下水や、帯水層の傾斜が小さい地域では横向きの動水勾配が卓越し、地形の傾斜方向に流動した。そして、帯水層基底部の傾斜が大きい地下水では下向きの動水勾配が卓越し、帯水層基底部の傾斜方向である北東方向の深部へと地下水が流動した。
3. すなわち、帯水層基底面と地形の傾斜が異なる沖積平野において、地下水流動は帯水層基底面の構造に主として影響され、浅層部や帯水層の傾斜が小さい一部の範囲で地形面の構造に影響されているものと考えられた。
4. 本地域では上記のような地形・地質構造と水理水頭分布の関係がある中で、帯水層基底部の傾斜が大きく変化する地域や揚水が行われている地域において帯水層を超えるような鉛直下向きの強い動水勾配がみられ、帯水層を横切るような地下水流動が存在することが示唆された。
5. 従来本地域において帯水層基底部の構造が水理水頭分布に影響を与えることが指摘されていたが、本研究によって台地北西部のスクリーン標高-25 m から 25m の範囲において、立川断層によって形成された富士見砂層基底部の谷状構造により、谷状の水理水頭分を示した。また、舎人層基底部でみられた旧河道の影響により、台地中央部のスクリーン標高-125 m から-75 m の範囲において、谷状の水理水頭分布が形成されたことを明らかにした。
6. 台地から低地への地下水流動について、台地から低地北西部への地下水流動がみられた。一方で、台地と低地の境界部において、地質構造が連続し台地から低地へと水理水頭に不連続がみられない場合であっても、台地と低地で水質特性が大きく異なる地域がみられた。
7. このことは、地質構造が大きく変化する地形区分の境界付近において、地質構造の把握や水理水頭解析だけではなく、地下水の水質特性を含めた総合的な地下水流動の検討を行うことの重要性を示唆した。
8. 低地において、南部と北部で地下水の水質特性が異なる傾向を示した。この違いは、低地における帯水層基底部の傾斜方向の違いにより、地下水の流動経路が南部と北部で

異なっていることが要因として考えられた。また、低地では全体として深度が深くなるにつれ水理水頭が低くなる傾向がみられた。そのため、低地では帯水層基底部の傾斜に沿った下向きの地下水流動が卓越していると推察された。

9. 以上のことから、本研究から帯水層と地形の傾斜が異なり、数十 km × 数十 km スケールの沖積平野における地形・地質構造と水理水頭分布の関係を把握し、地下水流動系が三次元的に明らかになった。

7 謝辞

本研究を進めるにあたり、指導教員である筑波大学生命環境系の辻村真貴教授には、研究全般にあたり、厳しくもあたたかいご指導ご助言を賜りました。学類4年次を含め7年間、様々な視点からのアプローチが可能となる機会を非常に多くいただき、本研究を書き上げることができました。また、研究を進めるに際しまして、国内外の学会における発表の機会もいただき、様々な分野の研究者の方から意見をいただくこと、そして大きく成長することができました。心より御礼申し上げます。

筑波大学生命環境系の浅沼 順教授、廣田 充教授、内田太郎教授には、博士論文の副査として多くの貴重なご意見を賜りました。記して厚く御礼申し上げます。

筑波大学生命環境系の諸先生方、杉田倫明教授、山中勤教授には、流域環境ゼミ等におきまして貴重なご意見を頂きました。心より感謝申し上げます。

東京都環境局自然環境部水環境課の栗田さや子氏、東京都環境科学研究所環境資源研究科の朝倉広子氏、田部一憲氏には、フィールド調査および文献の収集に際しまして、大変お世話になりました。深く感謝申し上げます。

筑波大学生命環境系の環境科学専攻事務の皆様には、様々な場面におきまして、大変お世話になりました。厚く感謝申し上げます。

流域環境研究室の皆様と修了されました先輩の皆様には、研究室ゼミをはじめとし、研究室での日常、フィールド調査などにおきまして、多くのご協力、ご指導ご助言をいただきました。また、日頃からあたたかく過ごしやすい雰囲気を作ってくださいました。深く感謝申し上げます。

8 参考文献

- 荒木千博・天口英雄・河村明・高崎忠勝 (2012): 地物データ GIS を用いた都市流域地下水涵養モデルの構築および実流域シミュレーション. 土木学会論文集, **68** (2), 109-124
- 浅井和由・辻村真貴 (2010): トレーサーを用いた若い地下水の年代推定法—火山地域の湧水への CFCs 年代測定法の適用—. 日本水文科学会誌, **39** (3), 67-78.
- Asai, K., Tsujimura, M., Fantong, W.Y., Satake, H. (2011): Impact of natural and local anthropogenic SF₆ source on dating springs and groundwater using SF₆ in central Japan. *Hydrological Research Letters*, **5**, 42-46
- 朝倉広子・田部一憲 (2020): 地下水年代測定用トレーサー物質の大気濃度実態把握. 東京都環境科学研究所年報 2020, 52-53
- 浅野友子・芝野博文・田中延亮・大川あゆ子・浅井和由 (2011): フロン類をトレーサーに用いた西達布川源流湧水の滞留時間推定. 東京大学大学院農学生命科学研究科附属演習林, **50**, 41-48.
- 大東憲二 (2015): 濃尾平野の地盤沈下対策と地下水管理の現状. 地下水学会誌, **57** (1), 9-17
- Declercq P. Y., Gerard. P., Pirard. E., Walstra. J., Devleeschouwer. X. (2021): Long-Term Subsidence Monitoring of the Alluvial Plain of the Scheldt River in Antwerp (Belgium) Using. *REMOTE SENSING*, **13** (12), pp. 20
- Radar Interferometry
- 遠藤毅・川島真一・川合将文 (1973): 4. 足立区舎人町の地質について. 昭 48. 都土木技研報告, 77-91
- 遠藤毅・川島真一・川合将文 (1973): 5. 墨田区両国の地質について. 昭 48. 都土木技研報告, 93-99
- 遠藤毅・川島真一・川合将文 (1974): 6. 東京の第四系. 昭 49. 都土木技研年報, 101-137
- 遠藤毅・小笠原弘信 (1975): 8. 沖積低地における間ゲキ水圧変化と地盤沈下の関係について. 都土木技研報告, 165-181
- 遠藤毅・川島真一・川合将文 (1977): 24. 武蔵野台地および下町低地の地下に分布する帯水層の形態について. 昭 52. 都土木技研年報, 377-391
- 遠藤毅 (1978): 東京都付近の地下に分布する第四系の層序と地質構造. 地質学会誌, **84** (9), 505-520
- 遠藤毅・川島真一・川合将文 (1978): 28. 立川市付近の地下地質. 昭 53. 都土木技研年報, 367-377
- 遠藤毅・小笠原弘信・川島真一・川合将文 (1981): 14. 北多摩地区南部の水文地質構造と地盤沈下, 昭 56. 都土木技研年報, 165-180
- 遠藤毅・川島真一・川合将文・中村正明・石井求 (1989): 19. 北多摩地区の地盤および水

- 文地質. 平成元. 都土木技研年報, 231-250
- 遠藤毅・中村正明 (1991): 22. 武蔵野台地北東部の地盤地質-深部地盤の研究-. 平3. 都土木技研年報, 231-240
- 遠藤毅・川島真一・川合将文 (1995): 北多摩地区の地下地質. 応用地質, **36** (4), 17-26
- 遠藤毅・中山俊雄・川島真一・笹岡弘治・川合将文・小川好・寶田淳・岡本順・大岡浩・遠藤毅・中村正明 (2000): 東京都区部の深部地盤構造とシルト層の土質特性. 土木会論文集, **652**, 185-194
- Furuno. K., Kagawa. A., Kusuda. T., Nirei. H. (2015): Groundwater management based on monitoring of land subsidence and groundwater levels in the Kanto Groundwater Basin, Central Japan. *International Association of Hydrological Sciences*, **372**, 53-57
- 林武司 (2003): 関東平野中央部に見られる低酸素水素同位体比・高CI濃度地下水帯の三次元的分布と成因. 日本水文科学会誌, **33** (2), 53-70
- 久富悠生・中山大地・松山洋 (2015): 武蔵野台地における浅層地下水位の長期変動解析および将来予測-MODFLOWを用いて-. 水文・水資源学会誌, **28** (3), 109-123
- 堀川晴央・水野清秀・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田 裕・末廣匡基・Arben Pitarka (2002): 大阪平野の3次元地盤構造モデルの作成. 活断層・古地震研究報告, **2**, 291-324
- Hutabarat, L. E., Ilyas, T. (2017): MAPPING OF LAND SUBSIDENCE INDUCED BY GROUNDWATER EXTRACTION IN URBAN AREAS AS BASIC DATA FOR SUSTAINABILITY COUNTERMEASURES. *International Journal of Technology*, **6**, 1001-1011
- IAEA (2006): Guidebook on the use of chlorofluorocarbons in hydrology. *Technical Report Series*, **438**, 277p.
- 池田光良・秋田藤夫・阪田義隆・知北和久 (2017): 広域地下水流動系を解明するための環境トレーサーと地下水位変動の有効性—十勝平野を例として—. 日本地下水学会誌, **47** (3), 145-161
- 今泉眞之・小前隆美・二平聡 (2000): 東京都における被圧地下水の涵養機能—長期間のトリチウム濃度変化による涵養機能評価—. 応用地質, **41** (2), 87-102
- 石村賢二 (1996): 15. 東京都区部の大深度地下地盤, 平8. 都土木技研年報, 193-216
- Jimbo, M., Hu, S., Takahashi, K., Hayama, H. and Kokubo, H. (2003): Both groundwater and surface water quality and its resources of the Bibi-gawa lowland area. 31-46, In Suzuki, E., Jimbo, M. and Seki, H. (2003): Groundwater of the Shikotsu Volcanic Ash Plateau, Hokkaido, Japan, Hokkaido Regional Development Bureau, 172p.
- Kagabu, M., Shimada, J., Delinom, R., Nakamura, T., Taniguchi, M. (2013): Groundwater age rejuvenation caused by excessive urban pumping in Jakarta area,

Indonesia. *HYDROLOGICAL PROCESSES*, **27**, 2591-2604

- 川合将文・川島真一 (1991): 9. 町田市南部の水文地質. 平 3. 都土木技研年報, 179-188
- 川合将文・川島真一・秋山浩文 (1992): 5. 北多摩地区南東部の水文地質. 平 4. 都土木技研年報, 213-222
- 川合将文・川島真一・勝田順一郎 (1993): 2. 杉並地盤沈下観測所地質調査結果. 平 5. 都土木技研年報, 219-228
- 川合将文・川島真一・勝田順一郎 (1994): 17. 目黒地盤沈下観測所地質調査結果. 平 6. 都土木技研年報, 149-156
- 河合将文・川島真一・遠藤毅・石井求 (1987): 29. 稲城市付近の水文地質. 昭 62. 都土木技研年報, 353-362
- 川合将文・川島真一 (1995): 9. 千代田地盤沈下観測所地質調査結果. 平 7. 都土木技研年報, 177-182
- 川合将文・川島真一 (1999): 20. 多摩市関戸付近の水文地質. 平 11. 都土木技研年報, 227-232
- 川島真一・川合将文 (1977): 25. 東京都東大和市における層序試錐結果について. 昭 52 都土木技研年報, 393-407
- 川島真一・川合将文 (1983): 14. 東村山市における層序試錐結果と北多摩地区北部の帯水層の分布形態. 昭 58. 都土木技研年報, 177-188
- 川島真一・川合将文・遠藤毅・石井求 (1984): 20. 八王子市付近の水文地質. 昭 59. 都土木技研年報, 261-270
- 川島真一・川合将文・遠藤毅・石井求 (1985): 25. 瑞穂町付近の水文地質. 昭 60. 都土木技研年報, 275-283
- 川島真一・川合将文・中村正明・遠藤毅・石井求 (1988): 6. 町田市付近の水文地質. 昭 63. 都土木技研年報, 205-214
- 川島真一・川合将文・遠藤毅・石井求 (1990): 1. 武蔵野台地西部の水文地質. 平 2. 都土木技研年報, 249-258
- 川島真一・川合将文・竇田淳 (1996): 東京都区部における被圧地下水の特徴, 東京都土木技術研究所年報, 217-232.
- 川島真一・川合将文・渡辺のぶ子 (2001): 8. 足立区小台観測所敷地内の揚水試験結果. 平 13. 都土木技研年報, 273-280
- 小峯美奈子・早福正孝・辰市祐久・古明地哲人・岩崎好陽 (2003): 都内の六フッ化硫黄の濃度傾向について. 東京都環境科学研究所年報 2003, 88-94
- 熊本県・熊本市 (1986): 熊本地域地下水調査報告書. 90pp
- 黒田啓介・福士哲雄・滝沢智・愛知正温・林武司・徳永朋祥 (2007): 東京都区部の地下水窒素汚染の現状と汚染源の推定. 環境工学研究論文集, 44, 31-38.
- 黒田啓介・福士哲雄・小熊久美子・滝沢智 (2008): 東京都区部における地下水中の溶存鉄

- 濃度および酸化還元電位の分布特性. 日本水文科学会誌, **38** (2), 63-70
- 牧野和哉・益田晴恵・三田村宗樹・貫上佳則・陀安一郎・中屋眞司 (2010): 水質から見た
大阪市内とその周辺の地下水の涵養源. 地下水学会誌, **52** (2), 153-167
- 丸井敦尚 (2012): 水循環における深層地下水の役割. 日本水文科学会誌, **42** (2), 61-68
- 丸井敦尚 (2014): 首都圏の深層地下水. 地学雑誌, **123** (2), 172-181
- 宮越昭暢・内田洋平・佐倉保夫・林武司 (2003): 地下温度分布からみた関東平野の地下水
流動. 日本水文科学会誌, **33** (3), 137-148
- 宮越昭暢・林武司・丸井敦尚・佐倉保夫・川島眞一・川合将文 (2006): 地下温度からみた
東京低地における地下水環境変化の評価. 応用地質, **47** (5), 269-279
- 守田優 (2015): 関東平野北部の地盤沈下の現状. 地下水学会誌, **57** (1), 29-36
- 中嶋博・金子紘士・土田稔 (2010): 東京都における地盤沈下対策と地下水保全対策. 地下
水学会誌, **52** (1), 35-47
- 中村俊夫・太田友子 (2014): 関東平野中央部の地下水システム. 関東平野中央部の地下地
質情報とその応用 特殊地質図, **40**, 231-254
- 中屋眞司・三田村宗樹・益田晴恵・上杉健司・本館佑介・日下部実・飯田智之・村岡浩爾
(2006): 環境同位体と水質より推定される大阪盆地の涵養源と流動特性. 地下水学会
誌, **51** (1), 15-41
- 西垣誠・木佐貫徹・野田誠司・渡邊雄二 (2003): 地下水流動阻害対策のための許容地下水
位変動量に関する研究. 土木学会論文集, **742**, 169-180
- 岡孝雄 (2005): 流体資源ボーリングデータによる札幌市中心部とその北西地域の地下地質
構造の解明—付, 札幌市などによる6 地震探査断面の地質解釈—. 北海道立地質研究
所報告, **76**, 1-54
- 尾崎正紀・小松原 琢 (2014): 石狩低地帯及び周辺地域の20 万分の1 陸域地質図及び説明
書. 海陸シームレス地質情報集, 「石狩低地帯南部沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-
4(DVD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- Plummer, L. N., Busenberg, E., Bohlke, J. K., Nelms, D. L., Michel, R. L., Schlosser, P. (2001): Groundwater residence times in Shenandoah National Park, Blue Ridge Mountains, Virginia, USA: a multi-tracer approach. *Chemical Geology*, **179**, 93-111.
- 榊原厚一・辻村真貴・浅井和由 (2017): 六フッ化硫黄 (SF₆) を用いた地下水の滞留時間推
定における課題と展望. 地下水学会誌, **59**, 87-103.
- Seki, H., Saito, M., Yonetsu, H., Hiragaki, T. and Yanagida, M. (2003): Groundwater
watershed of the river Bibi-gawa springs in the Shikotsu volcanic ash plateau.
75-88, In Suzuki, E., Jimbo, M. and Seki, H. (2003): Groundwater of the Shikotsu
Volcanic Ash Plateau, Hokkaido, Japan, Hokkaido Regional Development Bureau,
172p.

- 関寿子・林武司・丸井敦尚 (2001): 関東平野における深層地下水の性状. 日本水文科学会, **31** (3), 11-24
- 嶋田純 (2012): 堆積平野の水利地質環境. 地質調査総合センター速報 No. 59, 平成 23 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 121-134
- 新藤静夫 (1968): 武蔵野台地の水文地質. 地学雑誌, **77** (4), 223-246
- 高野雄紀・上村剛史・村上道夫・吉村圭 (2015): 新宿区おとめ山湧水公園の湧水量の経年変化とその要因の推定. 地下水学会誌, **57** (2), 171-185
- 東京都土木技術研究所編 (1963): 東京都地質図集 1, pp. 1-6, 1963
- 東京都土木技術研究所編 (1996): 東京都 (区部) 大深度地下地盤図. 東京都地質図集 6, 東京都土木技術支援・人材育成センター (2018): 平成 29 年地盤沈下調査報告書, pp1-33
- 東京都環境局 (2019): 平成 29 年-都内の地下水揚水の実態- (地下水揚水量調査報告書). 環境資料第 30108 号, pp1-43
- 内田洋平 (1998): 濃尾平野における揚水の地下温度場に与える影響について. 日本水文科学会誌, **28** (2), 45-60
- 内田洋平・町田功・井川怜欧・吉岡真弓・越谷賢・丸井敦尚・丸谷薫・徳永貴大・利部慎・上田敏雄・水野健一郎・飯野竜一・大平範行・中村静也・朝生純子: 東京都の湧水の現状. 地下水学会誌, **42** (3), 235-241
- 藪崎志穂・嶋田純・宮岡邦任・宮下雄次判・吉田誠 (2000): 安定同位体を用いた足柄平野における地下水流動系の区分. 日本水文科学会誌, **30** (1), 3-13
- 山本千里 (2016): マルチ・トレーサーによる富士山麓における地下水の滞留時間および流動経路の検討. 筑波大学生命環境学群地球学類地球環境学主専攻平成 28 年度学位論文, 101p.
- 山本千里 (2018): 山地流域における地下水流動と微生物の時空間分布特性の関係. 筑波大学大学院生命環境科学研究科環境科学専攻平成 29 年度修士 (環境科学) 学位論文, 147p.
- 安原正也・稲村明彦・森川徳敏・高橋正明・鈴木秀和・Stephen, B., G.・高橋浩・風早康平・大和田道子・戸崎裕貴・牧野雅彦・林武司・宮越昭暢・鈴木裕一・藪崎志穂・宮下雄次・
- Yoshida, Y., Saito, M., Miyake, N., Yanagida, M. and Arisawa, T. (2003): Water balance and the groundwater recharge mechanism in the groundwater basin of the river Bibi-gawa. 61-74, In Suzuki, E., Jimbo, M. and Seki, H. (2003): Groundwater of the Shikotsu Volcanic Ash Plateau, Hokkaido, Japan, Hokkaido Regional Development Bureau, 172p.