

中央大学博士論文

河川堤防の基盤漏水における旧河道の影響評価と
弱点箇所抽出方法に関する研究

Yutaka Satoh

佐藤 豊

博士（工学）

中央大学大学院
理工学研究科
都市人間環境学専攻

令和 2 年度

2020年9月

目次

第1章 序論	1
1.1 研究の背景と目的	1
1.2 本論文の構成と内容	3
第2章 旧河道と堤防弱点箇所に関する既往の研究	8
2.1 治水地形分類図	9
2.2 広域地下水	13
2.3 平均動水勾配	17
2.4 堤防詳細点検	20
2.5 堤防脆弱性指標	22
2.6 堤防破壊危険確率	27
2.7 堤防模型実験	30
2.8 本章のまとめ	34
第3章 研究方法と対象河川, 漏水形態	38
3.1 研究方法と対象河川	38
3.2 漏水形態	45
第4章 地形・地質分布図の作成と堤防基盤漏水発生位置	61
4.1 旧河道分布図の作成	61
4.2 長野盆地, 飯山盆地の形成過程	70
4.3 千曲川の旧河道の形成過程と土砂の堆積構造, 漏水位置との関係	73
4.3.1 千曲川扇状地	73
4.3.2 長野盆地(犀川・裾花川扇状地)	76
4.3.3 長野盆地(氾濫原)	77
4.3.4 立ヶ花狭窄部	83

4.3.5 飯山盆地	86
4.4 梯川の旧河道の形成過程と土砂の堆積構造, 漏水位置との関係	93
4.5 本章のまとめ	98
第5章 基盤漏水・破壊形態に及ぼす旧河道の影響	101
5.1 旧河道の土質構成, 透水性と基盤漏水発生箇所 of 検討	101
5.1.1 梯川の旧河道, 基礎地盤透水性と基盤漏水発生箇所 of 検討	101
5.1.2 堤防裏のり尻付近の土質縦断図と基盤漏水発生箇所 of 検討	106
5.2 旧河道の地下水分布と堤防周辺の基盤漏水発生箇所 of 検討	115
5.2.1 堤内地の地下水位観測データから見た本川と旧河道の関係	115
5.2.2 旧河道沿いで繰り返し発生した基盤漏水	119
5.2.3 広域地下水の影響を受けた漏水	120
5.3 旧河道位置と堤防破壊形態 of 検討	123
5.3.1 基礎地盤構造と堤防破壊形態	123
5.3.2 旧河道位置と堤防破壊形態	126
5.4 本章のまとめ	128
第6章 堤防弱点箇所の抽出方法	130
6.1 抽出方法の手順	130
6.2 検討区間の設定	131
6.3 検討区間での弱点箇所の抽出	133
6.4 弱点箇所の抽出方法の妥当性	144
6.5 詳細調査の方法	149
第7章 旧河道の影響評価を踏まえた既設対策工の考察	159
第8章 結論及び展望	167
8.1 結論	167
8.2 今後の展望と課題	169

謝 辞

第1章 序論

1.1 研究の背景と目的

近年、地球温暖化の影響と思われる異常な豪雨によって、災害が多発している。2019年の台風19号では、関東地方、甲信地方、東北地方等の広範囲にわたり記録的な大雨となり、計画高水位を超える洪水が発生し、多くの河川で堤防決壊が発生する甚大な被害が生じた。IPCC報告では、21世紀末までに気温が4℃上昇した場合には、降雨量が現在の約1.3倍、洪水流量が約1.4倍、洪水発生頻度が約4倍になるとされている¹⁾。近年の豪雨では、矢部川、鬼怒川、小田川など全国の河川で堤防破堤被害が発生している。2015年9月の鬼怒川洪水では、下流域で大水害が生じた一方、鬼怒川中流部河道では河道に十分な余裕があったことから、福岡²⁾はダム群と河道を一体に捉えた「流域治水」の推進が今後の治水政策の重要課題であることを示している。また、河道及び堤防内に対する洪水流の水の動きを捉えることで、浸透、侵食、越流による堤防破壊原因を弱め、破壊危険箇所を少なくする河道と堤防の一体的設計の方法を提示している³⁾。

これらの考え方を実行していくには、堤防の破壊リスクを正しく捉えることが重要となる。国土交通省では、平成19年から堤防の安全性照査や堤防脆弱性指標による危険性の検討を全国の直轄河川で実施し、2019年にはこれらを「河川砂防技術基準 設計編」に位置づけた⁴⁾。洪水時の堤防構造の照査技術は、非定常浸透流計算(断面二次元飽和・不飽和浸透流解析)及び円弧すべり計算(修正フェレニウスによる全応力法)である。この安全性照査は、洪水による堤防不安定化、変形メカニズム等を考慮しているが、これらの機構は十分に確立されたものとはなっていない。非定常浸透流計算(FEM解析)は、降雨及び河川水を外力として、時間ごとの堤体内浸潤線等の把握が可能であるが、解析にあたって各層の層厚、透水係数の設定と不飽和透水係数や水位の境界条件等の計算にあたっての条件が多く、漏水の原因の解明には課題を残している。一方、堤防脆弱性指標に基づく堤防破壊危険性の評価は、浸透流の力学に基づく理論的根拠が明確な新しい評価基準であり、今後の現地堤防における適用性が期待される。

堤防に関する研究は、現地調査や室内模型実験など地盤工学が主体に行われてきた。しかし、河川は、1km程度の河幅をもって地盤の隆起・沈降によって形成された平野や盆地を流れ、50m程度の敷幅の連続的に直線化された堤防盛土で氾濫被害を防御しながら流れていることから、河川水による浸透の影響が大きい。したがって、堤防及び基礎地盤の浸透については、河川工学、地盤工学の両方で捉えていくべき課題と考える。

福岡⁵⁾は、洪水時の縦断的な水面形が河道で定まっている多様な水理現象を捉える有力な手段であることに着目し、堤防浸透破壊危険箇所の推定には、河川堤防内における浸潤線の横断水面形とその法先での泥濘化のタイミングと粒度の重要性を指摘している。このために、浸透流に関するRichardsの基本式より無次元パラメータである浸透流ナンバーを導き、これを堤防破壊に係る洪水外力と堤体の構造特性から堤防浸透流の脆弱性指標 t^* を得た⁶⁾。脆弱性指標 t^* は、その値によって浸透破壊の規模を規定することができ、さらに実堤防と模型堤防の力学的相似条件を与えることが示され、堤防模型実験のもつ意味が明確化された⁷⁾。これらの新しい技術により、堤防の浸透破壊の原因解明が進みつつある。近年、締固め管理された均一な土質材料で拡築された部分が堤防断面の大部分を占めるようになり、堤防の主要部の土質構造が明らかになってきており、堤防脆弱性指標等によって、堤防破壊リスクを評価することが可能となってきた。これに対して堤防基礎地盤には、蛇行河川跡等の旧河道が複雑に分布しており、明治期の河川改修によって直線化堤防が築造されている。そのような基礎地盤上にある河川堤防は、基礎浸透を避けることができない宿命にあり、基礎漏水の安全性照査手法を確立することが、治水安全度向上にとって最も重要な課題である。

国土交通省が全国の直轄河川堤防で実施してきた堤防安全性照査⁴⁾、福岡ら⁸⁾が提示する堤防破壊危険確率は、

1~2km の間隔で実施されたボーリングデータを用いた土質定数をもとに評価している。氾濫原に堤防を整備して改修してきた河川にあっては、堤防直下に旧河道が交差する等で基礎地盤が複雑である。広い間隔のボーリングデータによる解析では、十分に弱点箇所を抽出することは難しいのが現状である。近年の地質調査技術では、表面波探査、電気探査を組み合わせた統合物理探査⁹⁾等の非破壊探査技術による基礎地盤の可視化が進められているが、堤防破壊に最も密接に関係する基礎地盤の表層土質構造の把握にはほど遠いのが現状である。この基礎地盤の土質を連続的に把握することができれば、堤防基礎地盤の弱点箇所をより高い精度で抽出することが可能になると考える。

本研究の目的は、基礎地盤の漏水に着目し、地形学、地質学の広い視点から河道形成過程を調べ、堤防被害形態と地形(特に旧河道)との関係を検討する。さらに、これまで集められてきた約 80 箇所の漏水被災データを分析し、旧河道の土質構成、地下水状況を調べ旧河道の漏水に及ぼす影響を検討する。それらの結果をもとに、浸透流の普遍的法則と土質構造に基づいた堤防基礎地盤の弱点箇所の抽出方法(調査方法、評価手法)を明らかにすることである。

本研究の主要な対象地域は、千曲川扇状地~氾濫原の約 72km の地形変化が豊かな広域区間である。この区間では過去の洪水による漏水被災事例、ボーリングデータ等が充実していることから選ばれた。比較のために梯川、信濃川の堤防を取り上げた。最初に堤防弱点箇所の既往抽出方法についての研究を整理した。既往対比は堤防形状と洪水位を用いて評価する平均動水勾配 H/L (H :河川水位と堤防裏のり尻高さとの差、 L :河川水面から堤防裏のり尻までの水平距離)、堤体浸透破壊の危険性を評価できる堤防脆弱性指標、堤防模型実験データおよび、広域地下水解析等であり、研究概要と課題を整理した。次に、既往の堤防基礎地盤の弱点箇所の抽出方法の課題を踏まえ、基礎地盤漏水に対する旧河道の影響を検討し、旧河道の土質、旧河道と地下水の関係、旧河道と漏水形態の関係を考察した。

研究手法は、漏水発生位置と地形との関係に着目し、基礎地盤漏水は、ほとんどが旧河道との交差付近で発生していることを確認した。断層、盆地形成等の活動によって旧河道は分断され、地形を変形させながら流れていたと思われる。旧河道の河幅や蛇行幅に着目し、旧河道を分類化することで漏水が発生している旧河道を特定することができた。

堤防基礎地盤の土質については、堤防裏のり尻付近で実施したボーリング調査及び補間的調査としてのサウンディング試験から土質縦断面図を作成し漏水位置の関係を検討した。上記の旧河道分布を含む地形分類図をもとに土質縦断面図を作成することにより、旧河道、氾濫原の土質構成、透水係数が明らかになった。旧河道の表層土質は、粘性土であり、その下位に透水性の高い砂礫層が分布する。氾濫原の表層土質は砂質土が主体であり、それ以深に砂礫層が分布する。旧河道と氾濫原の透水係数を比較すると、旧河道の透水係数が 1 オーダー大きいことが明らかになった。これらをもとに地形分類ごとの土質縦断面図を作成し、漏水発生位置、漏水形態を把握した。

扇状地においては、表層土質が旧河道、氾濫原に関係なく、礫主体の土質が分布しており、地盤の低い箇所でも漏水が発生していることがわかった。長野盆地の氾濫原(河床勾配 1/700)においては、旧河道と氾濫原の土質が明瞭に区分され、旧河道と氾濫原の境界付近や旧河道上では粘性土が薄く分布する箇所でも発生することがわかった。飯山盆地の氾濫原(河床勾配 1/1,100)においては、旧河道と氾濫原の土質が不明瞭となり、漏水は水位差の大きい旧河道部分で発生する。

旧河道と地下水の関係については、千曲川、信濃川などの河川において、旧河道付近で観測された水位データと広域地下水の影響を受けた漏水の関係について調べた。旧河道は、土質検討から表層に粘性土、以深に透水性の高い旧河床堆積物が分布しており、氾濫原地下水に対する水圧力伝搬の影響が大きいことを解析で明らかにした。旧河道と堤防交差点における破壊形態は、梯川堤防の表層土質構成と漏水、噴砂、すべり破壊の関係を調査し、明らかにした。

小高ら¹⁰⁾、笹岡ら¹¹⁾の堤防模型実験から、噴砂を伴う漏水の発生する土質は、細粒分が少なく、粒径均一な土質で液状化しやすい土質の粒度分布と同範囲にあることを明らかにした。千曲川での調査で、扇状地では礫主体の土質であるため、噴砂を伴わない漏水が発生し、長野盆地の氾濫原で噴砂を伴う漏水、すべり破壊が発生していることを示した。

堤防基礎地盤の弱点箇所抽出方法については、(1)検討断面の設定、(2)代表断面での弱点箇所の抽出、(3)詳細調査の順番で行った。堤防基礎の弱点箇所は、堤防変形プロセスに着目し、浸透による漏水のしやすさ、漏水を伴う噴砂のしやすさ、すべり破壊のしやすさの3つの項目を総合的に勘案し評価した。これらを規定するものは、堤体浸透破壊の指標として重要な堤防脆弱性指標 t^* に準じて、基礎地盤の浸透による漏水のしやすさ t_b^* が判断指標となることを示した。浸透による漏水のしやすさとすべり破壊のしやすさには、 t_b^* と基礎地盤特性(層厚、粒度分布)によって決まることを示した。

1.2 本論文の構成と内容

本論文は、8章で構成される。各章の内容と成果の概要は、以下のとおりである。

第1章「序論」では、研究の背景と目的、研究概要を述べた。

第2章「旧河道と堤防弱点箇所に関する既往の研究」では、旧河道に関係する治水地形分類図の課題、広域地下水と漏水の関係等のレビューをしている。また、堤体浸透に着目した評価項目である平均動水勾配、堤防脆弱性指標 t^* 、堤防破壊危険確率の位置づけを評価し、基礎地盤浸透に着目した破壊危険箇所の抽出方法として、堤防脆弱性指標、堤防詳細点検、模型実験の評価を行っている。近年、重要水防箇所設定に用いられている堤防脆弱性指標 t^* は、各河川の堤防被災の規模を説明できる重要な指標となっている。 t^* は、無次元量であるが代表透水係数に密接に関係することから、築堤履歴に応じた値の設定が重要である。堤防の安定性の検討に用いられる他の一つの堤防詳細点検は、不飽和透水係数、境界条件の設定、降雨と河川水の外力等、多くの諸量を与えていることから、堤防漏水の検証を行う場合に、漏水の要因を特定することが困難である点に課題を有する。これらの解析には、国土交通省国土技術政策総合研究所河川研究室の1~2km間隔のボーリング試験データが用いられ、水位は定期横断測量によって200~500mの間隔で与えられている。しかし、この区間においても、基礎の地質が複雑に変化しており、効果的で高い精度の土質データサンプリングになっていない。このため、地形分類を反映した堤防沿いの連続的な地質構成の把握、土質特性の把握が重要であることを示した。

第3章「研究方法と対象河川、漏水形態」では、主に千曲川研究地の概要、研究方法、漏水形態を述べた。漏水形態には、(1)堤体漏水、(2)基盤漏水、(3)堤体被覆層による漏水、(4)狭窄部区間の漏水、(5)広域地下水の影響を受けた漏水、(6)常襲型漏水がある。堤体漏水、基盤漏水は、非定常浸透流計算(断面二次元飽和・不飽和浸透流解析)及び円弧すべり計算(全応力法)で解析できるが、その他の漏水は、土質定数や境界条件等を変更し検討することが可能ではあるが、得られた結果からは漏水発生機構の説明は難しい。本章では、これに代えて、空中写真判読で作成した旧河道分布図を用いて分析した結果、漏水のほとんどが旧河道付近で発生していることが明らかになった。

第4章「地形・地質分布図の作成と堤防基盤漏水発生位置」では、空中写真判読で抽出した旧河道河道分布を記載した地形分類図に断層等を記入することで盆地、平野及び河道の形成過程が読み取れることを示した。千曲川の旧河道は、主に傾動運動によって形成され、現在の河道位置周辺を流れ、右岸側(東側)に旧河道が分布している。漏水発生位置との関係を見ると、犀川・裾花川扇状地は典型的な扇型を呈し、周辺丘陵から離れているため、支川等の影響はなく、漏水は発生していない。千曲川扇状地では、谷底堆積低地状を示すため、支川扇状地が河道付近に形成され、支川合流付近で漏水が発生している。飯山盆地では断層活動による地盤の沈降・隆起が河道の変遷をもたらしており、旧河道の形状が網状、蛇行状、直線状に変化していること、旧河道の新旧の違

いは、河道の連続、不連続や現地調査で交差付近の段差状況から区分することができ、蛇行幅、川幅の形状変化に着目して描いた連続した4つの蛇行を有する旧河道が堤防と交差する箇所でも漏水が発生していることを明らかにした。狭窄部では、人工的に埋め立てた粘土や腐植土の存在する場所で漏水が発生していることがわかった。梯川では縄文海進の影響を受けた範囲では表層に粘性土が分布しており、かつての汀線付近(古府地区右岸 8.4kp 付近)では、粘性土に深に透水性の高い砂礫が分布している。小高ら¹⁰⁾、笹岡ら¹¹⁾の模型実験では、基盤が複層構造で、最も変形が大きくなり、噴砂、すべり破壊が発生しており、梯川はまさにこの例であることが明らかになった。

第5章「基盤漏水・破壊形態に及ぼす旧河道の影響」では、5.1「旧河道の土質構成、透水性と基盤漏水発生箇所の検討」、5.2「旧河道の地下水分布と堤防周辺の基盤漏水発生箇所の検討」、5.3「旧河道位置と堤防破壊形態の検討」を行っている。「旧河道、基礎地盤透水性と基盤漏水発生箇所の検討」では、梯川堤防の基盤漏水形態に及ぼす表層土質構成の検討を行った。地表面から透水層までの表層土質において細粒分の多い土質の場合には、漏水のみの現象であり、粒径均一で細粒分の少ない砂層が分布する場合には噴砂が発生する。噴砂の発生する砂質土の粒度組成は、液状化しやすい粒度の範囲と同範囲であることがわかった。表層土質構成を4パターンに分けて漏水形態を整理し、模型実験結果との類似性を示し、とりまとめた。

「堤防裏のり尻付近の土質縦断面図と基盤漏水発生箇所の検討」では、千曲川における堤防裏のり尻付近の基盤の土質縦断面図を作成し、氾濫原、旧河道における土質構造と、漏水の発生箇所との関係を明らかにした。扇状地では旧河道と氾濫原の土質に明瞭な区分は無く、礫混り土が主体で、噴砂発生時の粒度範囲外であることから、漏水のみの発生であることを示した。長野盆地の氾濫原(河床勾配 1/700)では、蛇行幅が 130m となり、氾濫原の土質は砂質土、旧河道の土質は粘性土とサウンディング試験でも容易に区分できる土質からなる。氾濫原の砂質土は、噴砂発生時の粒度範囲内にあり、旧河道との境界付近で噴砂を伴う漏水が発生している。飯山盆地の氾濫原(河床勾配 1/1,100)では、蛇行幅が 1,350m と広く、氾濫原と旧河道の土質は、細粒分と砂分の混合土質であり、サウンディング試験では区分することができない。このため、オーガーボーリングによる目視観察により土質区分を示した。また、穂高地区の旧河道部分では、旧河床堆積物の礫層が分布しており、周辺氾濫原の砂礫層より透水性が高い土質であることを示した。これらの結果をもとに、千曲川全体について旧河道と氾濫原の表層土質の粒度特性を調査した。その結果、旧河道の表層土質は粘性土が主体であり、氾濫原の表層土質は砂質土が主体であることがわかった。さらに、旧河道と氾濫原の透水層(主に砂礫層)の透水係数の関係図から、旧河道部分の透水層の平均透水係数(累乗平均)は、 $k=8 \times 10^{-5} \text{m/s}$ であり、氾濫原の透水層の平均透水係数(累乗平均)は $k=8 \times 10^{-6} \text{m/s}$ であり旧河道の透水係数が1オーダー大きいことがわかった。

「堤内地の地下水位観測データから見た本川と旧河道の関係」では、千曲川飯田地区、信濃川須田地区の地下水コンター図、地下水位変動図から、旧河道と氾濫原の水位を比較すると旧河道水位が高くなっており、これらは、河川水位変動と連動していることを明らかにした。このことより、旧河道と氾濫原の土質構成を知って浸透流解析による水圧分布を求めると、表層に粘性土がある旧河道で影響する範囲が大きいことがわかった。

「旧河道沿いで繰り返し発生した基盤漏水」では、山王島地区において旧河道沿いで繰り返し漏水が発生しており、完全に旧河道を塞ぐ漏水対策が必要であることを明らかにしている。

「広域地下水の影響を受けた漏水」では、地形分類図と地下水コンター図の検討から五十嵐川の扇状地では、周辺丘陵からの地下水の涵養を受け、透水性が異なる氾濫原との境界付近で高い地下水位を形成し、旧河道を通じ本川へ伏流して発生する漏水ケースがあることがわかった。千曲川扇状地や木島地区のように支川の合流点付近では、広域地下水の影響を受けた漏水が発生しやすい状況にあり、河川水のみによる漏水よりも低い河川水位で漏水が発生する。これらを抽出するためには支川扇状地の旧河道を判読することが重要である。

「基礎地盤構造と堤防破壊形態」では、梯川の古府地区 8.4kp 付近で発生した噴砂、すべり破壊箇所をポータ

ブルコーンによる試験を実施した結果、円弧すべりに近い変形形状であることがわかった。堤防詳細点検で求めたすべり安全率は、1.0 以上で実現象の破壊と一致しておらず、模型実験で確認されている土塊移動によるせん断抵抗力の低下が、すべり破壊を起こしたものと考えられる。

「旧河道位置と堤防破壊形態」では、旧河道(粘性土)と堤防の位置関係と漏水形態の検討を行った。千曲川の福島地区の旧河道上に堤防がある場合、または相之島地区のように裏のり尻付近に旧河道が平行する場合には、抵抗側のすべり円弧に粘性土が厚く分布することで噴砂によるすべり破壊の影響は少なく、漏水のみの現象となることがわかった。千曲川の村山地区や梯川の古府地区のように堤防裏のり尻付近に噴砂が発生する砂層が厚く分布する場合には、すべり破壊に至る可能性が大きいことがわかった。

第6章「堤防弱点箇所抽出方法」では、堤防変形プロセスに応じ、浸透による漏水のしやすさ、漏水を伴う噴砂のしやすさ、すべり破壊のしやすさの3段階の評価を行い、これらを総合的に勘案し、弱点箇所の抽出を行うことの必要性を明らかにした。

「抽出方法の手順」では、(1)検討区間の設定、(2)代表断面での弱点箇所の抽出、(3)詳細調査による弱点箇所の抽出の3段階による抽出方法を示した。

「検討区間の設定」では、扇状地、氾濫原、狭窄部、海岸平野に区間設定し、表層粘性土層の層厚と漏水発生の関係、基礎地盤の透水層の透水係数と漏水発生の関係を整理した。

「代表断面での弱点箇所の抽出」では、浸透による漏水のしやすさに浸透流の一般的な支配方程式であるRichardsの式の無次元化して導き出された堤防脆弱性指標 t^* に準ずる基礎地盤浸透を説明する無次元化指標 t_b^* を適用し、千曲川で発生している広域地下水の影響を受けた漏水、常襲型漏水、漏水、噴砂、狭窄部区間の漏水を t_b^* の値で概略区分でき、説明可能であることを示した。

漏水、噴砂の変形プロセスでみると、漏水発生の範囲は $t_b^*=0.20\sim 1.20$ にあり、漏水を伴う噴砂発生の範囲は $t_b^*=1.20$ 以上であり、 t_b^* の大きさに応じ変形が大きくなることを示した。 $t_b^*=1.20$ 以上で噴砂発生となる基礎地盤の表層土質構成をみると、上位から粘土、砂、砂礫の土質構成となっている。広域地下水の影響を受けた漏水、常襲型漏水は $t_b^*=0.03\sim 0.20$ の範囲で発生している。これらの漏水は、広域地下水の影響で低い河川水位で発生することから、漏水、噴砂の発生の t_b^* よりも低い値で生ずると考えられる。

「弱点箇所の抽出方法の妥当性」では、抽出された弱点箇所は漏水が3回発生している常襲型漏水であり、総合評価方法が妥当であると判断される。総合評価で、実際には発生していない箇所(64.25~67.5kp 付近)にもかかわらず漏水、噴砂と判定された犀川と千曲川の合流付近は、川幅が1.1kmと最大幅の区間であり、2006年洪水では下流区間ではH.W.L.付近であったが当該区間ではH.W.L.-1.5m程度で、漏水程度であったと考えられる。また、縦断方向の粒度特性(20%粒径)と透水係数の関係を整理すると、千曲川扇状地よりも大粒径であったことから、笹岡、上野らの砕石の模型実験のパターンと類似するもので噴砂が発生しなかったことも考えられる。

広域地下水の影響を受けた漏水の t_b^* と実現象とを比較すると、常時湧水がみられる箇所でも低い t_b^* 値を示している。以上から、浸透による漏水のしやすさ t_b^* は、堤体の浸透破壊を評価可能な堤防脆弱性指標 t^* と同様に基礎の変形プロセスに応じた t_b^* 値で評価可能である。

「詳細調査方法」では、扇状地、狭窄部、氾濫原ごとに漏水の詳細調査の手順および調査方法を示した。

第7章「旧河道の影響評価を踏まえた既設対策工の考察」では、基礎漏水に及ぼす旧河道の影響検討から、千曲川で施工されている対策工の効果について考察した。影響を及ぼす旧河道を完全に塞がなかった場合には、次洪水で再び漏水が発生しており、旧河道を完全に塞ぐことが必要である。千曲川で発生している漏水形態ごとに対策工の考え方、対策工を示した。

第8章「結論及び展望」では、本研究で得られた成果を総括し、今後の展望を述べている。本研究では、地形分類ごとの詳細な旧河道分布図を示し、断層等を加えることにより、河道の形成過程と旧河道の新・旧を読み取

ることができる。弱点箇所抽出では、浸透流の無次元浸透流ナンバーを用いた堤防脆弱性指標 t^* と同様に基盤漏水にも t_b^* として適用できること、弱点箇所抽出方法は変形プロセスを踏まえた 3 段階の評価を総合的に評価することで可能であること、特に浸透による漏水のしやすさの指標 t_b^* は、その大きさに応じて、漏水、漏水を伴う噴砂、広域地下水の影響、常襲タイプ、狭窄部の漏水が区分できることを示した。さらに t_b^* とともに詳細調査では堤防裏のり尻付近のサウンディング調査を行うことにより、土質縦断図を作成し、河川水位との関係より、表層土質構成、粒度特性から漏水形態(漏水のみ、噴砂を伴う漏水、すべり破壊)のより精度の高い抽出を行うことができることを示した。

今後の展望は、浸透による漏水のしやすさの t_b^* を用いて、他の河川データやすべり破壊に至ったデータを分析することで破壊プロセスについてどこまで明らかにすることができるか、さらに、基盤層厚や土質特性との関係をどのように t_b^* の中に取り入れることができるかが課題である。また、基盤漏水において、堤防模型と相似な現場堤防の t_b^* を比較することで、力学的相似が確立すること、さらに基礎地盤漏水による破壊研究を流域全体の河川水、広域地下水の一体解析による精度の高いモデルの構築により、弱点箇所抽出方法を確立していくことが今後求められる。

【参考文献】

- 1) 気候変動を踏まえた治水計画に係る技術検討会:気候変動を踏まえた治水計画のあり方 提言, 2019.
- 2) 福岡捷二 : 洪水水面形観測情報の広域的・統合的活用による流域治水の考え方の構築に向けて, 河川技術論文集 第23巻, pp.251-256, 2017.
- 3) 福岡捷二 : 浸透破堤, 侵食破堤, 越流破堤の危険性の小さい堤防・河道の一体的設計法, 河川技術論文集 第26巻, 2020.
- 4) 国土交通省水管理・国土保全局 : 河川砂防技術基準 設計編, 2019.
- 5) 福岡捷二 : 洪水流の水位と流量の今日的考え方, 多点で観測された洪水水位と水面形から河道の水システムを見える化する, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.73,No4, I_335- I_340, 2017
- 6) 福岡捷二, 田端幸輔 : 浸透流を支配する力学指標と堤防浸透破壊の力学的相似条件-浸透流ナンバー SFn と堤防脆弱性指標 t^* , 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.74,No5, I_1435- I_1440, 2018
- 7) 福岡捷二, 小高猛司, 田端幸輔 : 現地堤防と模型堤防の浸透破壊を規定する力学的相似条件-堤防脆弱性指標, 第5回河川堤防技術シンポジウム, pp.79-82, 2017.
- 8) 福岡捷二, 田端幸輔 : 堤防破壊危険確率と堤防脆弱性指標に基づく堤防破壊危険タイムラインを用いた被災プロセスの見える化, 第4回河川堤防技術シンポジウム, pp.61-64, 2016.
- 9) 株式会社愛智出版 : 河川堤防の統合物理探査-安全性評価への適用の手引き-, 2013.
- 10) 崔 瑛, 小高 猛司, 李 圭太, 森 三史郎, 林 愛実 : 高透水性基礎地盤を有する河川堤防の浸透破壊メカニズムの検討, 第28回中部地盤工学シンポジウム, pp.81-88,2016.
- 11) 上野俊幸, 笹岡信吾, 森啓年, 中村賢人, 福島雅紀, 諏訪義雄 : 模型実験に基づいた河川堤防のパイピング発達に係る土質条件の分布, 河川技術論文集 第23巻, pp.405-410, 2017.

第2章 旧河道と堤防弱点箇所に関する既往の研究

近年、多発する計画高水位を超える洪水に対して、堤防の耐越水性、耐侵食、耐浸透の向上が求められる。堤体については、近年の締固め管理で施工された均一な土質構造が多く、点検維持管理による補修、補強が行われている。堤体は通常の降雨浸透によって内部侵食等が進み、法面の湿潤化や亀裂が確認され、河川巡視、堤防点検で発見され補修、補強が行われている。これに対して堤体直下の基礎地盤については、出水による水位差が発生した時点に変状が起り、地表面に兆候が表れないため、管理されにくいものとなっている。前田ら¹⁾は堤防模型実験では、河川増水時には裏のり尻付近に漏水が発生し、堤体直下の基礎地盤中のパイピングが堤内地に進んでいくことを確認している。小高ら²⁾、笹岡ら³⁾の堤防模型実験では、パイピングの進行によってすべり破壊、陥没、決壊へと破壊が拡大していくことを確認している。

これらの堤防模型実験では、堤防破壊の影響は基礎地盤の表層土質構成、特に、複層構造の場合には変状が大きく、変状発生時間が早いことが確認されている。また、堤内地側に不透水層を設けた行き止まり地盤の場合、変状が大きくなることが確認されている。この不透水層の行き止まり地盤構成は、河川堤防の構造検討の手引き⁴⁾にも示されているように旧河道の分布を想定したものである。

2012年7月の九州北部豪雨の矢部川堤防の決壊箇所や基盤漏水が発生した箇所は、調査委員会報告書⁵⁾によれば中流域の旧河道付近で発生している。また、鬼怒川の漏水発生箇所も中流域の旧河道の多い区間で発生している⁶⁾。

蛇行流路の発達過程の水理学的な研究は、福岡・山坂⁷⁾による側方侵食、堆積による蛇行の発達過程の解析研究、清水ら⁸⁾による河床・河道の変動計算法、Pakerら⁹⁾の河床・流砂連続式による河岸移動の研究などがある。涌井、福岡ら¹⁰⁾の極値流量の推定方法の研究では、谷底侵食低地を流れる余笹川において大規模洪水時にショートカットされ、旧河道が形成される事例を示している。また、千曲川のように谷底平野や盆地を流れる河川では、近接する断層の活動による地盤の沈降・隆起によって旧河道が形成されることが認められる。

本研究は、千曲川の旧河道の形成過程を検討し、基盤漏水発生箇所との関係を検討するとともに旧河道の土質構成、地下水状況の検討を行い、基盤漏水が発生しやすい旧河道の検討、堤防と旧河道の交差状況と漏水形態の検討を行った。さらに旧河道との影響評価を踏まえた堤防弱点箇所抽出方法の検討を行っている。

これらに関する既往研究について、基盤漏水による変形に関する研究では上記の前田ら、小高ら²⁾、笹岡ら³⁾の模型実験がある。地形分類に着目した研究では佐々木、品川ら¹¹⁾の平均動水勾配と被災した地形種の延長に着目した被災しやすい地形の分析がある。河川工学の立場からの浸透破壊の研究では、福岡らが示す堤防脆弱性指標 t^* があり、堤体内の浸潤線形成のしやすさと関係づけしたもので、 t^* の大きさと堤防破壊プロセスの関係性を現地堤防と模型実験との関係づけ、さらに t^* が力学的相似性を示す指標であることを実証している。

以下には、これらの研究についてレビューを行い、課題を整理し、基礎地盤漏水弱点箇所の抽出検討の基礎資料とする。

2.1 治水地形分類図

地形分類から堤防基礎地盤の弱点箇所を推奨する方法としては、国土交通省国土地理院から公開されている治水地形分類図がある。国立研究開発法人 産業技術総合研究所の地質調査総合センターから公開されている表層地質図は、主として山地部の表層地質を示したもので平野部の微地形は詳細に示されていないことから、河川堤防基礎地盤の弱点箇所の抽出においては、治水地形分類図が有効である。

治水地形分類図は、治水対策を進めることを目的に国が管理する河川の流域のうち主に平野部を対象として、扇状地、自然堤防、旧河道、後背湿地などの詳細な地形分類及び堤防などの河川工作物等が示されている。治水地形分類図から土地の成り立ちを理解でき、そこから起こりえる水害や地震災害などに対する自然災害リスクを推定することが可能である。さらに、同図には距離標や地盤高も示されていることから、堤防基礎地盤の弱点箇所を抽出の可能性がある。

初版の治水地形分類図は昭和 51 年度～昭和 53 年度にかけて作成されたもので、当時内部の管理用として作成された。1 河川の作成期間で、3 ヶ月程度と短い期間で作成したものもあり、主な旧河道の抽出程度になっている図面もある。更新版は、平成 21 年から 10 か年計画で作成された。堤防管理上重要に旧河道を「明瞭な旧河道」と「不明瞭な旧河道」に区分したことが特徴である(表 2-1-1)。地形分類は終戦直後に米軍が撮影したおよそ 4 万分の 1 の空中写真と 1960 年代のおよそ 2 万分の 1 の空中写真について、立体鏡を用いて立体視することで微地形を判読している。さらに様々な史料や文献により地形分類結果を補完している。

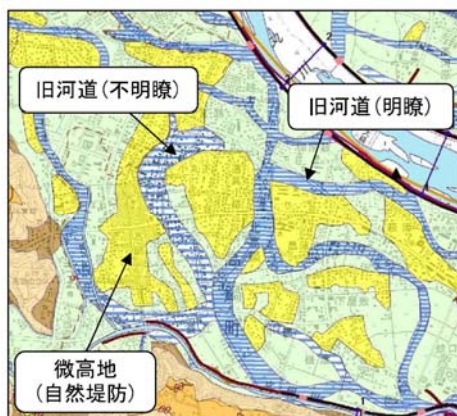


図 2-1-1 旧河道(「高鍋」部分、平成 23 年度更新)¹²⁾

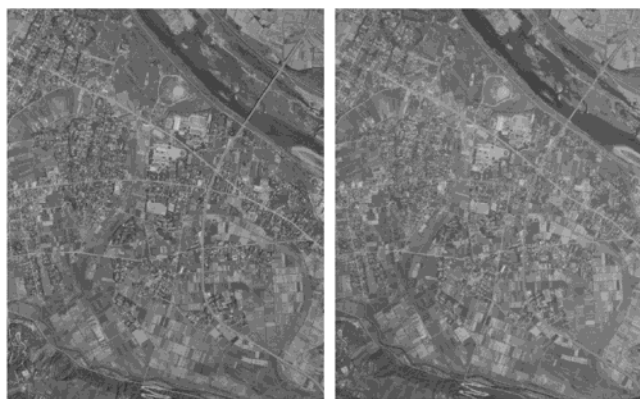


図 2-1-2 旧河道「高鍋」部分、国土地理院撮影
2 万分の 1 空中写真、KU-67-9X C8-15・16 実体視可能写真¹²⁾

表 2-1-1 治水地形分類取得地形分類一覧¹²⁾

表-2.1 治水地形分類図 取得地形分類一覧 (自然地形)

	大分類	中分類	小分類	細分類	定義	適用範囲	図の凡例						
自然地形	山地				山地は、台地や低地以外の起伏地をいい、丘陵地・山地斜面及び段丘斜面の一部を含む。	大分類以下の区分をしない。							
	台地・段丘			段丘面	台地・段丘は、高標高に分布する台地(シラス台地など)と、河岸・海岸付近に分布する段丘がある。堆積原面が残る比較的平坦な面を段丘面として採用する。	低地との比高が1m以上のものを採用する。段丘面は通常高低差によりいくつかの面に分けられるが、段丘面の細分類は行わない。							
				崖(段丘崖)	台地・段丘の縁辺、台地・段丘内の明瞭な崖、及び幅が狭く極めて急な斜面を採用する。	山地では対象外とし、比高5m以上もの。							
				浅い谷	台地・段丘上で細流などの働きによってできた浅い侵食谷や流路跡をいう。	台地・段丘表面より0.5~数m程度低いもの。扇状地上では対象外とする。							
	山麓堆積地形					斜面の下方又は谷の出口等に堆積した、岩屑または風化土等の堆積地形をいう。	「麓扇面」、「崖錐」、「土石堆堆」、「沖積錐」を一括して区分する。						
					扇状地		河川が山間の狭い谷から広い低平地に出る場所(谷口)に、河川が運搬してきた土砂が洪水とともに氾濫堆積して形成された地形をいう。	表面傾斜が15°以下のものを取得する。					
						微高地(自然堤防)	河川に沿って形成される「自然堤防」の他、古い天井川沿いの微高地も含める。(古い天井川沿いの微高地内の流路跡は旧河道に区分する)	空中写真等から、一般面との比高が0.5~1m程度以上あるものについて適用する。旧版地形図上の土地利用も参考とする。					
						旧河道	旧河道(明瞭)	過去の河川流路の跡。河道変遷によって流路から切り離され、それが細粒の泥土で埋積された部分。	比高が判別でき、河道状の形態が見られるものを取得する。				
					旧河道(不明瞭)			比高は判別できないが、色調(土地利用含む)が判別でき河道状の形態が見られるもの。					
					落堀	過去の洪水によって堤防が越流破壊し、氾濫流の流水によって洗掘されてきた池状の凹地。	現在は湿地となっているものや、改変されて表面上わからなくなっているものも含む。						
					低地				氾濫平野	低地のうち、河川の堆積作用によって形成された起伏の小さい低平地を総称して「氾濫平野」とする。	本川の氾濫平野の他に、谷底平野、海岸平野、三角州を含む。		
									微高地(自然堤防)	河川に沿って形成される「自然堤防」の他、古い天井川沿いの微高地も含める。(古い天井川沿いの微高地内の流路跡は旧河道に区分する)	空中写真等から、一般面との比高が0.5~1m程度以上あるものについて適用する。旧版地形図上の土地利用も参考とする。		
									旧河道	旧河道(明瞭)	過去の河川流路の跡。河道変遷によって流路から切り離され、それが細粒の泥土で埋積された部分。	比高が判別でき、河道状の形態が見られるものを取得する。	
										旧河道(不明瞭)		比高は判別できないが、色調(土地利用含む)が判別でき河道状の形態が見られるもの。	
	落堀	過去の洪水によって堤防が越流破壊し、氾濫流の流水によって洗掘されてきた池状の凹地。	現在は湿地となっているものや、改変されて表面上わからなくなっているものも含む。										
	後背湿地	主として河川の堆積作用があまり進んでいない、沼沢性起源の低湿地をいう。「旧河道」や「落堀」に入るものを除く。	圃場整備などで改変され、現在では表面上わからなくなっているものも含む。										
	砂州・砂丘	「砂丘」は、風によって運ばれた砂が堆積して比高2~3m程度以上の丘になった地形をいい、「砂州や砂堆」は波浪や沿岸流によって形成された地形をいう。	「砂州・砂丘」には、「砂丘(河畔砂丘も含む。）」、「砂州」及び「砂堆」を一括して区分する。										

「治水地形分類図 解説書 p.16」¹²⁾では、以下のように旧河道の地形の災害との関係が示されている。

「明瞭な旧河道の部分は、周囲の氾濫平野より1~2m程度(まれに3m以上)低いいため、現在も地表水が集まりやすく、地下水位も非常に浅くなっています。わずかな降雨でも浸透しやすく、浸水深・浸水時間も大きくなります。上・下流側とも閉塞されている場合が少なくないことなども排水不良の原因となっています。

また、周囲に比べて、シルトや粘土が緩く堆積していたり、埋め立てが行われて軟弱地盤になっていたりすることが多くあります。そのため、堤体や土木構造物の基盤として利用する際には注意が必要です。地震時には軟弱地盤下の砂礫層で液状化が起りやすいといえます。特に旧河道と交差する地点にある堤防は、軟弱地盤による不等沈下や砂礫層でのパイピング現象(地盤内の脆弱な部分に浸透水が集中し、パイプ状の水の通りができる現象)、地震時の液状化などによる被災に注意が必要です。」

次図には、飯山地区における初版の治水地形分類図、更新版の治水地形分類図を示す。

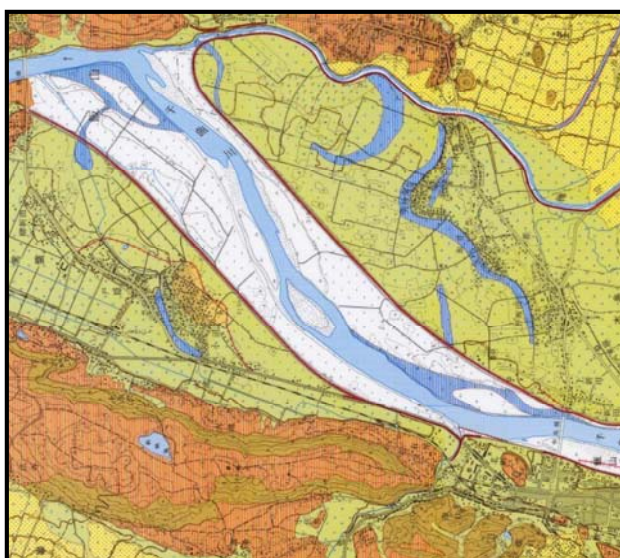


図 2-1-3 初版の治水地形分類図

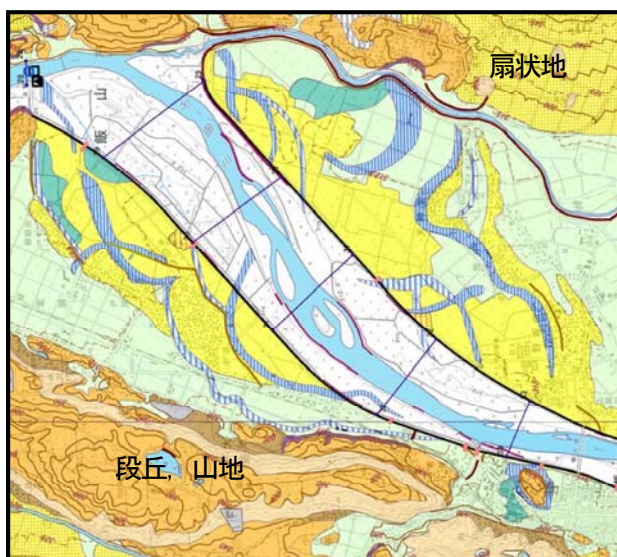


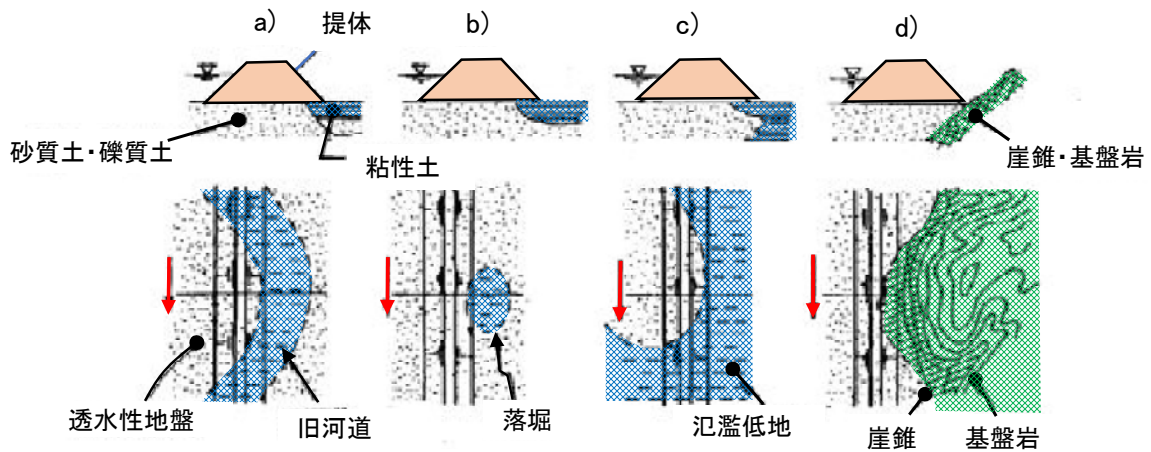
図 2-1-4 更新版の治水地形分類図

初版の治水地形分類図は、作成期間が短かったことから、ほとんど旧河道は示されていない。更新版では旧河道を写真判読で比高の確認により、明瞭、不明瞭で区分しており、初期版に比べ分布は多くなっている。しかし、高水敷部分については旧河道の判読がされていないため、左右岸に分断された旧河道の関係性を読み取ることができないため、河道形成を把握することが困難である。また、周辺地形は山地、扇状地のみで断層が示されていないことや扇状地の旧河道が示されていないことから、盆地の形成過程、周辺支川からの影響を把握することができない。基盤漏水との関係を検討するためには、盆地の形成、旧河道の形成過程が読み取れ、影響のある旧河道の区分を行うことが重要と考える。

基礎地盤の土質構成は、治水地形分類図を反映した土質が分布するものと考えられており、「河川堤防の構造検討の手引き」⁴⁾では透水性の異なる土質が複雑に分布する地盤が浸透に対して問題があるとされている。透水性地盤において裏のり尻下に粘性土の難透水層が分布していると、いわゆる行止まり地盤を形成し、基礎地盤への浸透水は堤体内に上昇して浸潤線を押上げ、漏水やすべり破壊が発生しやすくなる。また、裏のり尻近傍の難透水層が薄い場合には、基礎地盤からの漏水や浸透破壊が発生しやすい。このような基礎地盤条件を有する箇所

の有無は、堤防縦断方向の調査結果のみで類推することは一般的には難しいが、「治水地形分類図」等から判断できる場合もあるとされている。

漏水や浸透破壊は、表層の土質に影響を受けることが室内実験等からも検証されており、表層土質を表す治水地形分類図等の整理は重要な検討事項となる。また、国土交通省が実施した堤防詳細点検のボーリング調査の調査間隔は、1～2km程度であり、連続的に堤防の安全性を把握するための情報としても重要なデータとなる。



	堤外地の地形	堤内地の地形
a)	旧河道・自然堤防・旧川微高地	埋積された旧河道
b)	旧河道・自然堤防・旧川微高地	落堀
c)	旧河道・自然堤防・旧川微高地	氾濫低地
d)	河床・自然堤防	崖錐・基盤岩

図 2-1-5 浸透が問題となる基礎地盤の土質構成⁴⁾に加筆

2.2 広域地下水

盆地や谷底平野を流れる河川では、周辺からの支川が合流しながら流れている。支川との合流については、本川との合流をスムーズにするため、線形を変更する場合がある。また、舟運を確保するために人工的掘削して短絡化する場合がある。周辺を丘陵等に囲まれた河川では、河川からの浸透水の影響だけでなく、周辺からの地下水の影響を受けた漏水があると考えられる。本来の自然合流する河川の形状を読み取るためには周辺支川の旧河道判読が重要と考えられる。流域全体の地質構造、地下水分布が把握できれば、広域の地下水解析によって、周辺からの広域地下水と河川水を含めた一体的な解析ができ、基盤漏水発生箇所を抽出することが可能であるが、膨大な地質調査データが必要となる。

広域地下水解析は、準三次元や三次元の解析が行われ、地下水流動だけでなく表流水とのやり取りを含めた解析も近年できるようになってきている。陸域水循環解析のための Getflows¹³⁾は、統合された地圏流体シミュレーションシステムで実用的な水循環シミュレーションが可能である。同解析では、千曲川・信濃川流域の地盤モデルが構築されており(図 2-2-1)、これにより基本的な地下水流動が把握されている。全国の基本的な地下水状況が把握され、情報公開されている流線データ等を有効に利用することにより、広域地下水の影響を受けた漏水を抽出する手がかりとなる。

図 2-2-2 は、地質モデルに透水係数を設定し、30 年間の年平均降雨量を解析モデルに与え、海水面とバランスがとれる地下水、表流水の流れを計算したものである。図 2-2-3 には、飯山盆地、長野盆地の流線軌跡投影図を示した。周辺支川から地下水(赤色線)の影響を受けて千曲川(青色線)へ流れ込む状況が読み取れる。裾花川は、犀川と合流する付近で人工的に掘削しているため、流線(赤色線)と河道(青色線)が一致していないことがわかる。

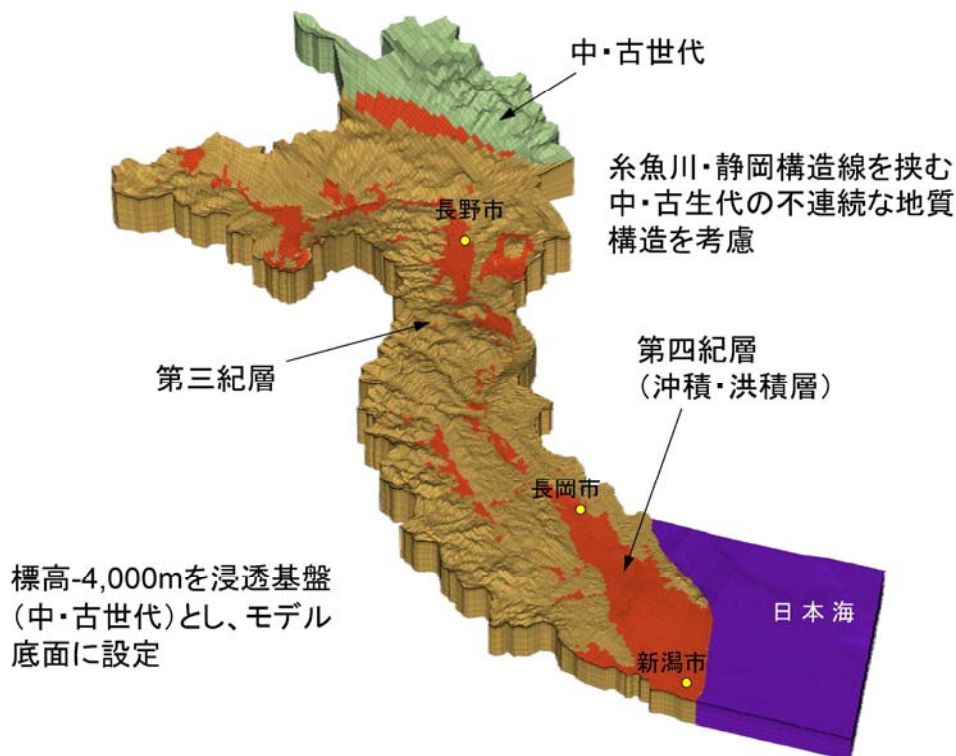


図 2-2-1 千曲川、信濃川流域の地質構造モデル¹⁴⁾

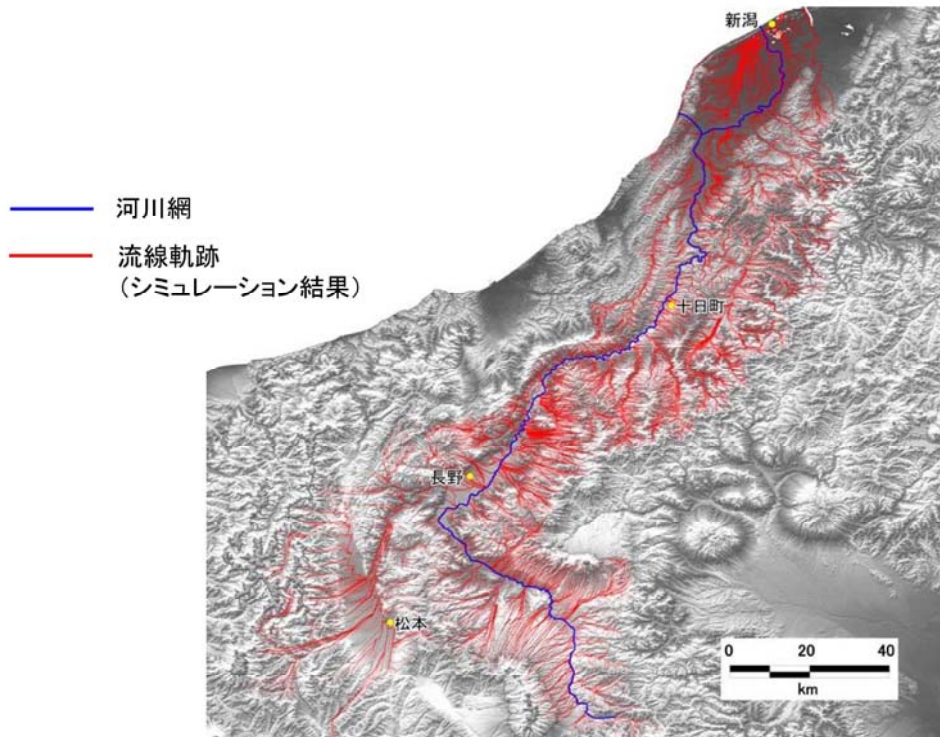


図 2-2-2 千曲川・信濃川流域の流線軌跡投影図¹⁴⁾

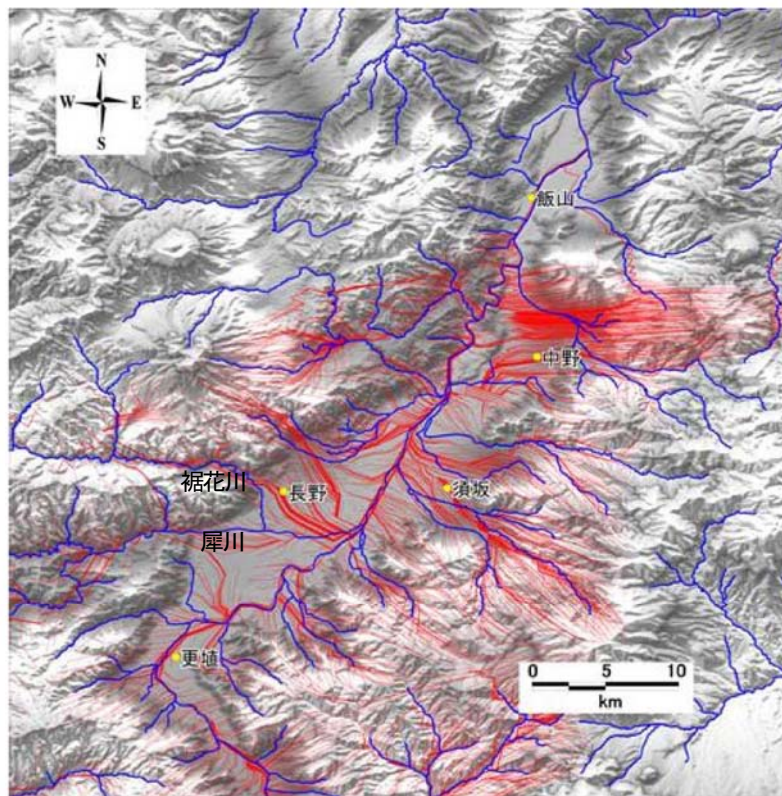


図 2-2-3 長野盆地の流線軌跡投影図¹⁴⁾

常願寺，神通川では，地形・地質構造と同解析による流線図を重ねることで，図2-2-4に示すように流線沿いに井戸分布を確認することができることや，図2-2-5，写真2-2-1に示すように流線図と旧河道が重なる常願寺川の左岸3.5～3.6kp間にかけて湧水を確認することができている¹⁵⁾。

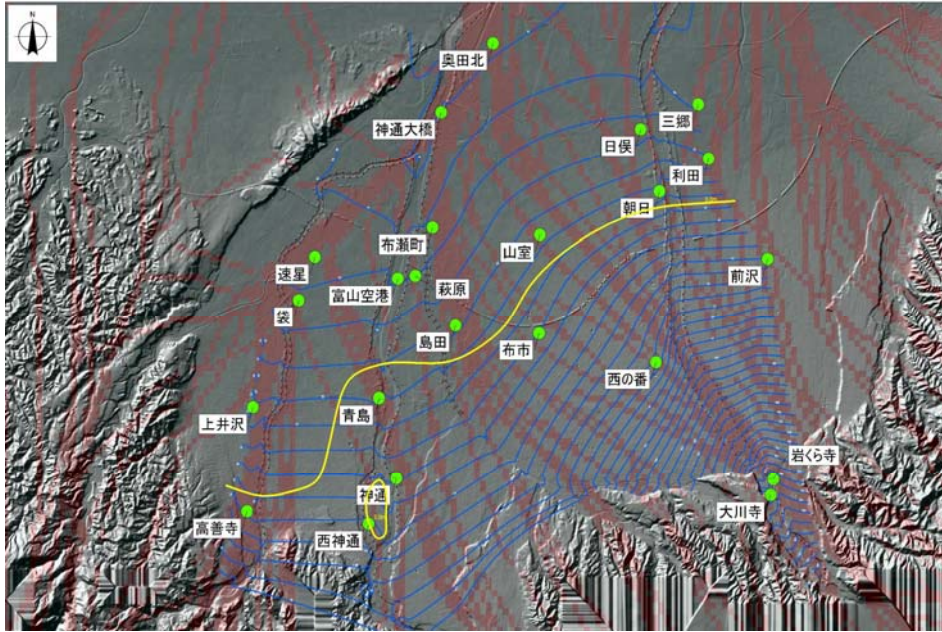


図2-2-4 常願寺，神通川での地下水観測結果(地下水コンター図)¹⁵⁾

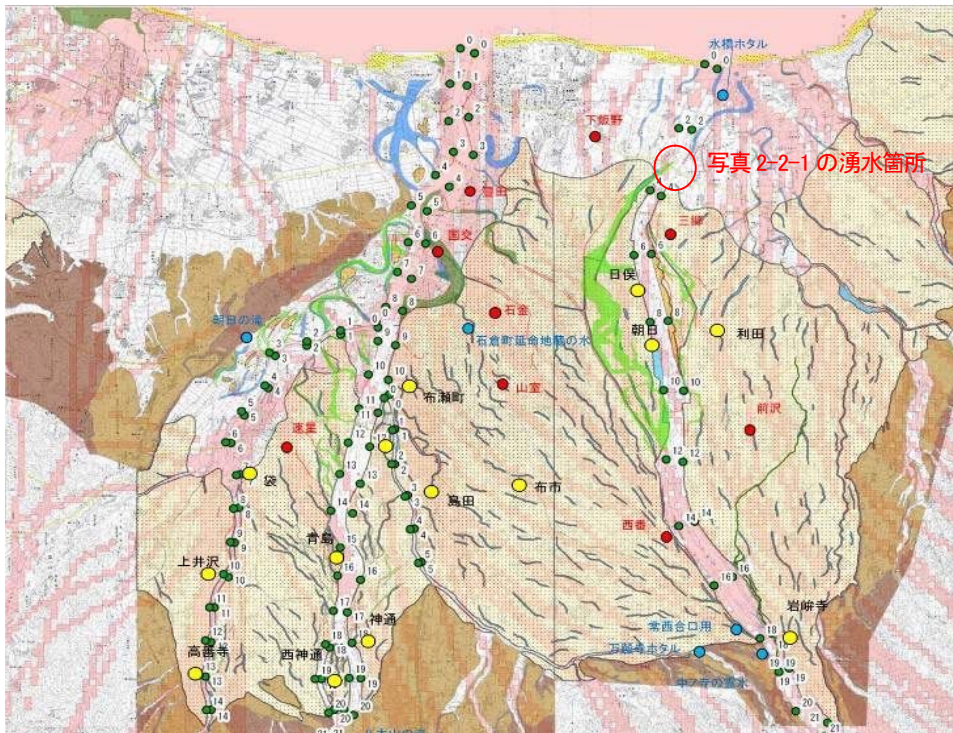


図2-2-5 常願寺，神通川の地形分類図¹⁵⁾

緑色は，旧河道，赤色線は流線



写真 2-2-1 常願寺川左岸 3.5kp 付近の低水護岸部の湧水

梯川では左岸 8.1～8.6kp 付近で発生した漏水調査において流線図をもとに平地部と丘陵との境界付近を踏査すると地下水の浸出が確認され、同付近で発生した漏水が広域地下水の影響を受けているものと考えられた¹⁶⁾。広域地下水の影響を把握するためには、広域地下水解析の流線図を用いて現地踏査による湧水状況の確認や支川の旧河道分布図の作成を行うことが効率的と考えられる。

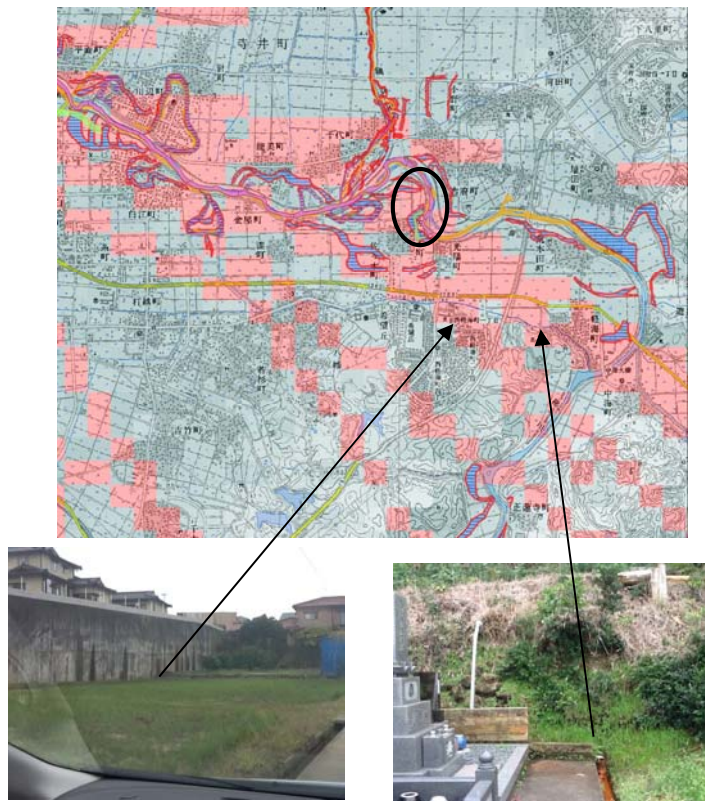


図 2-2-6 梯川左岸 8kp 付近の漏水箇所と流線沿いの湧水¹⁶⁾

2.3 平均動水勾配

堤防形状から堤防本体の浸透に対する弱点箇所の抽出方法として、平均動水勾配 H/L の指標がある。河川水位と堤内地盤高との水位差 H と河川水面高から裏のり尻までの水平距離 L との比を示したものである。したがって、浸透に関係する河川洪水の堤体及び基礎地盤の浸透しやすさを示す透水係数と浸透する時間を示す高水継続時間の要素は式中に含まれていない。

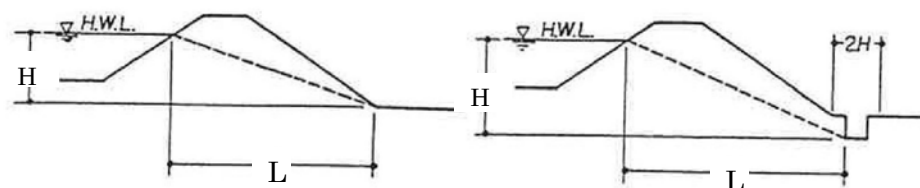


図 2-3-1 平均動水勾配の求め方¹⁷⁾一部加筆

佐々木、品川らは、天竜川下流部で地形と地質の関係があることを確認しており¹⁸⁾、これをもとに米代川、子吉川、天竜川の3河川で地形種と基盤漏水の関係を検討している¹⁰⁾。治水地形分類図にもとづいた地形種に対して、基盤漏水の被災延長と地形種の出現率との関係を基盤漏水被災度として表して平均動水勾配との関係を検討しており、河川ごとの特徴があるが基盤漏水が発生する地形種は旧河道、自然堤防、氾濫原が多い(表 2-3-1～表 2-3-3)。平均動水勾配と地形種別被災度の関係を示すと被災度が高い地形ほど低い平均動水勾配で被災が起きていることが確認されている(図 2-3-2)。しかし、被災なしの値も多くあり、明確に抽出するには、詳細な旧河道分布による詳細な地形区分や高水継続時間、基礎地盤の透水係数を考慮した指標が必要と考える。

表 2-3-1 米代川の基盤漏水被災度¹⁰⁾

	ポイント バー	旧河道	砂丘	自然堤防	谷底平野	低位段丘 I	低位段丘 II	氾濫原	被災総延長 (×100m) L_{Total}	総延長 (×100m) E_{Total}
基盤漏水被災 延長(×100m) L_M	8	0	0	0	0	0	4	19	31	—
地形種ごとの 延長(×100m) E_M	103	36	8	13	5	19	11	270	—	465
地形出現率 $A_M = E_M / E_{Total}$	0.222	0.077	0.017	0.028	0.011	0.041	0.024	0.581	—	—
基盤漏水 被災度 $D_M = L_M / L_{Total} / A_M$	1.165	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	5.455	1.056	—	—

表 2-3-2 子吉川の基盤漏水被災度¹⁰⁾

	旧河道 (不明瞭)	旧河道 (明瞭)	自然堤防	谷底平野	低位段丘 I	低位段丘 II	氾濫原	被災総延長 (×100m) L_{Total}	総延長 (×100m) E_{Total}
基盤漏水被災 延長(×100m) L_M	0	1	4	0	0	0	5	10	—
地形種ごとの 延長(×100m) E_M	9	6	58	2	2	35	195	—	307
地形出現率 $A_M = E_M / E_{Total}$	0.029	0.020	0.189	0.007	0.007	0.114	0.635	—	—
基盤漏水 被災度 $D_M = L_M / L_{Total} / A_M$	0.000	1.895	1.764	0.000	0.000	0.000	0.991	—	—

表 2-3-3 天竜川の基盤漏水被災度¹⁰⁾

	旧流路 (古地図 無)	旧流路 (古地図 有)	現況 河川敷	自然堤防	台地、 丘陵地、 山地	中州性 微高地	氾濫原	被災総延長 (×100m) L _{Total}	総延長 (×100m) E _{Total}
基盤漏水被災 延長(×100m) L _M	6	4	0	8	0	0	17	35	—
地形種ごとの 延長(×100m) E _M	98	71	5	79	7	96	149	—	505
地形出現率 A _M =E _M /E _{Total}	0.194	0.141	0.010	0.156	0.014	0.190	0.295	—	—
基盤漏水 被災度 D _M =L _M /L _{Total} /A _M	0.883	0.813	0.000	1.461	0.000	0.000	1.646	—	—

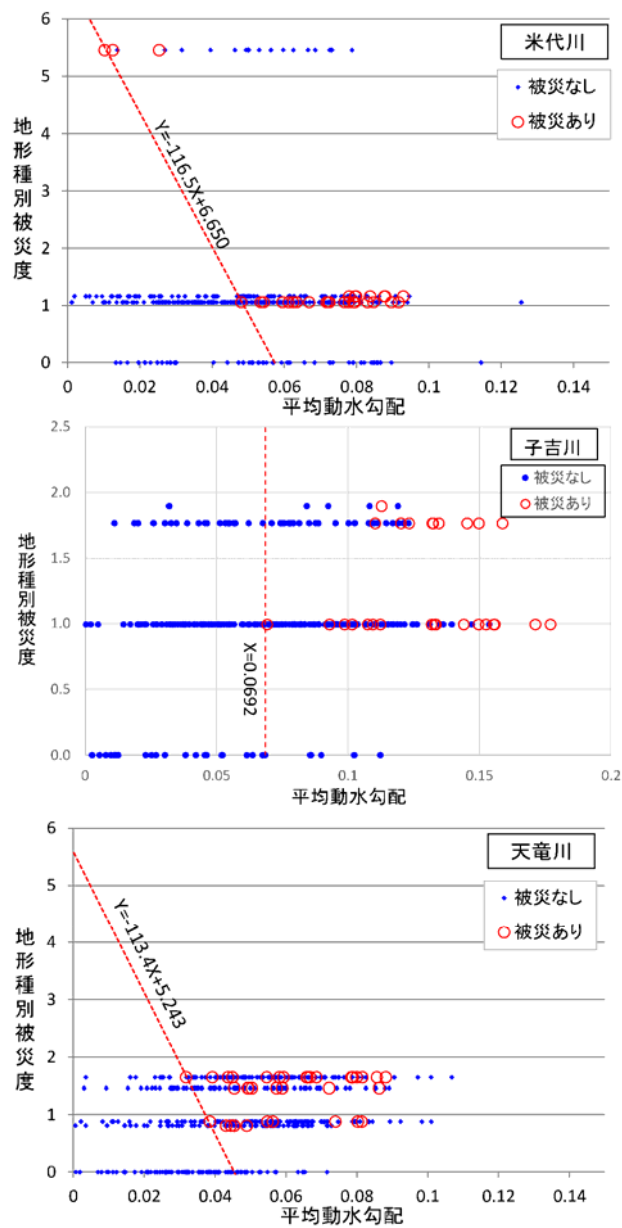


図 2-3-2 堤防基礎地盤漏水被災と評価資料との関係¹⁰⁾

図 2-3-3 には千曲川の平均動水勾配 H/L を示す。おおむね $H/L=0.1$ 以上で漏水が発生している。常襲型漏水は、おおむね $H/L=0.15$ 以下で発生しているが、この方法では健全箇所と漏水箇所を明確に区分することはできていない。漏水発生は透水係数、洪水継続時間の影響が大きいと考えられる。

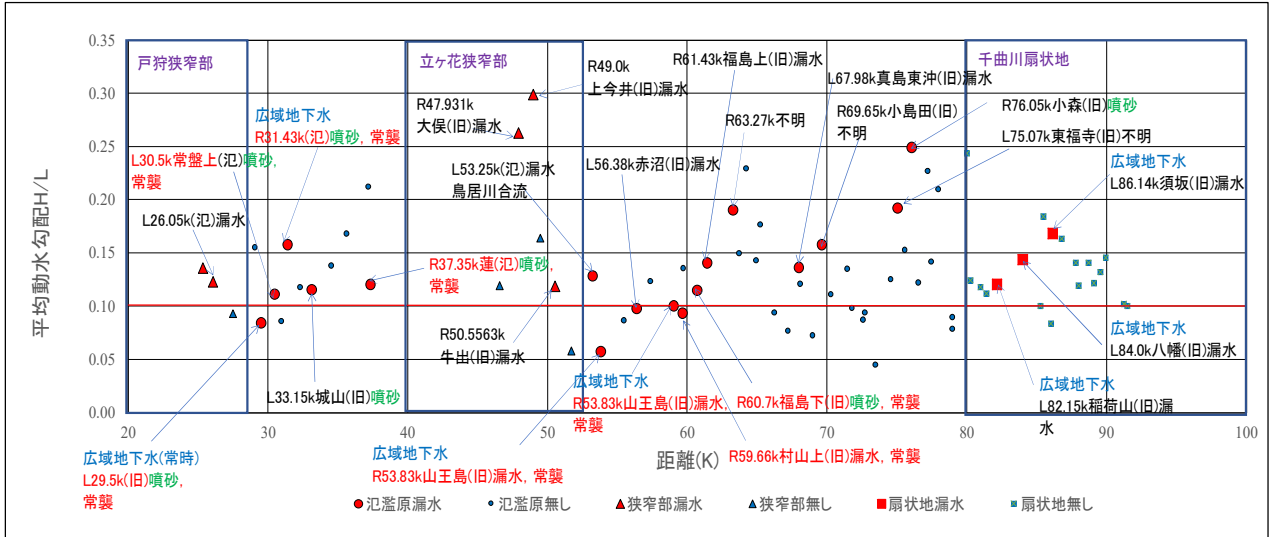


図 2-3-3 千曲川の平均動水勾配 H/L の整理

2.4 堤防詳細点検

国土交通省は、全国の直轄河川で断面二次元飽和・不飽和浸透流解析(FEM)解析及び円弧すべり計算を用いて河川堤防の浸透に対する堤防詳細点検によって安全性照査を実施した。計画規模の水位と計画雨量を与え、堤防内の浸潤線を用いて全応力法による円弧すべり解析(修正フェレニウスによる全応力法)ですべり安全率を求めるとともに、高水位時での堤防裏のり尻付近での動水勾配を求め、限界動水勾配に達していると裏のり尻付近の水圧と表層土質の荷重バランスの評価を実施している。

浸透流解析の基本式は、以下に示す Richards の式であり、有限要素法による非定常の飽和・不飽和解析を行っている⁴⁾。

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} \left(k \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial \phi}{\partial z} + k \right) = (C + \alpha \cdot S_s) \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (2-4-1)$$

ここに、
 x : 堤防横断面の水平方向の軸
 z : 堤防横断面の鉛直方向の軸
 k : 透水係数 (m/hr)
 ϕ : 圧力水頭 (m)
 C : 比水分容量 (1/m)
 α : 1の場合飽和領域、0の場合不飽和領域
 S_s : 比貯留係数 (1/m)
 t : 時間 (hr)

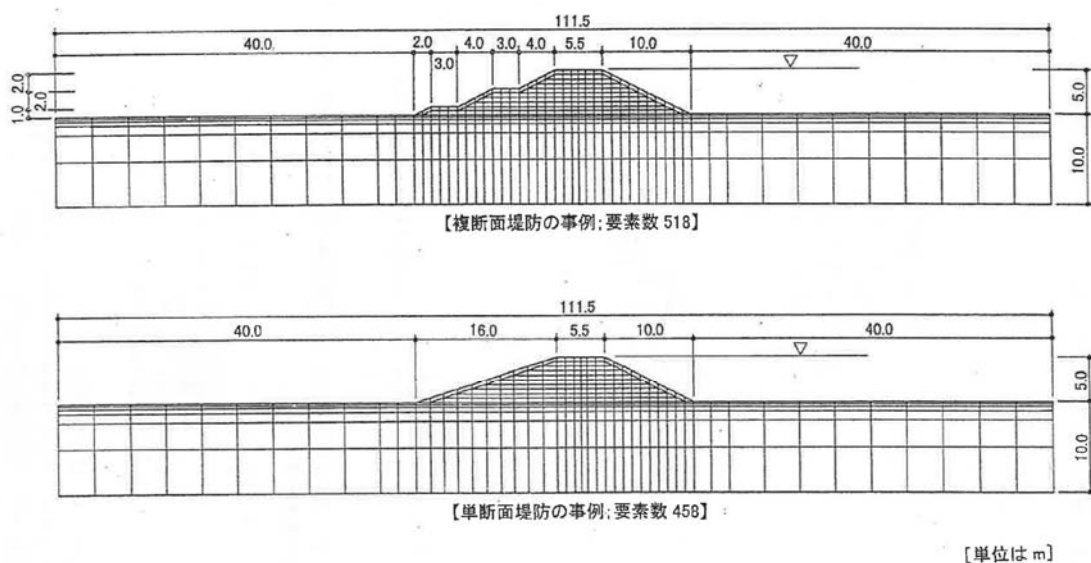


図 2-4-1 要素分割の事例⁴⁾

有限要素法による飽和・不飽和浸透流解析のための計算条件の与え方、境界条件や要素分割の大きさ、時間ステップ等は「河川堤防の構造検討の手引き」⁴⁾で設定されている。

外力については、河川水位と降雨の両方の組み合わせを与えるもので、河川水位は複数の水位波形を台形波形として与え、時間 10mm の降雨強度として与えている(図 2-4-2)。堤内地側の解析領域の境界条件の水位設定は、地表面-0.5m の固定水位としている。

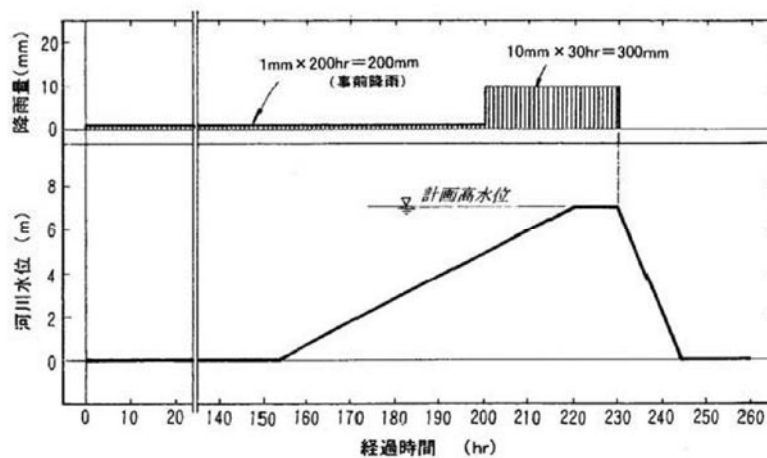


図 2-4-2 堤防詳細点検で用いる降雨と河川水位波形の組み合わせ例⁴⁾

千曲川の洪水の特徴は、台風による影響が大きく、河川水位は上流域での降雨の影響を受けやすい。また、扇状地では土中の間隙が大きく、土中水分保持特性は低く、地下水位は河川水位以下であると推定され、浸透流解析に用いる初期地下水位 GL-0.5m は高めの境界条件となっている(図 2-4-3)。広域地下水の影響を考慮する場合には、境界の設定水位には背後の地下水位、地盤線を反映する必要がある。基盤漏水に対する弱点箇所の抽出を行う上では、堤体土質を不透水性材料とし、降雨の影響はないものと考えることが必要である。

浸透流解析は、降雨、堤体浸透、基盤浸透、広域地下水等の条件を考慮することができるが、条件が多いため、どの条件が原因で漏水が発生しているかの検証を困難にしている。

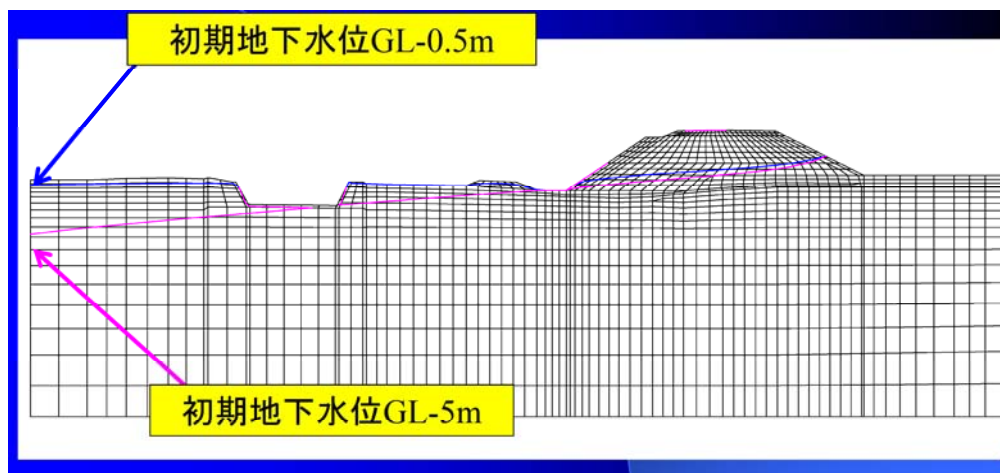


図 2-4-3 初期地下水位を変化させた時の浸透流解析結果(浸潤線図)

2.5 堤防脆弱性指標

堤体浸透による水の集中を評価する手法として用いられる堤防脆弱性指標 t^* は、一般的な浸透流の支配方程式である Richards の式を無次元化して、浸透流の力学的相似条件を表す浸透流ナンバー-SFn を導き、堤防浸透流に適用し、堤防裏法先への浸透流の集中の程度を表現する指標である¹⁹⁾。

浸透流ナンバー-SFn の誘導過程は、式 2-5-1 に示すように土中を運動する水に対する浸透流の基礎式である Richards の式を用いている。

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho \theta}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial h}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial h}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (2-5-1)$$

ここに、 θ : 体積含水率、 k : 透水係数、 h : 全水頭 (= $\Psi + z$)、 Ψ : 圧力水頭、 z : 位置水頭である。体積含水率 θ の定義から、上式は以下のように表される。

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho \lambda S_r}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial h}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial h}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (2-5-2)$$

ここに、 S_r : 飽和度、 λ : 空隙率である。

福岡・田端¹⁹⁾は、原型と模型の力学的相似が成立させるために、現象を支配する基礎方程式を無次元化したときに、原型と模型で同じ式となることを導くため、式 2-5-2 の各変数の無次元量を、代表値を用いて以下のように表している。

$$\rho' = \frac{\rho}{\rho_0}, S_r' = \frac{S_r}{S_{r0}}, \lambda' = \frac{\lambda}{\lambda_0}, h' = \frac{h}{H_0}, t' = \frac{t}{T_0}, k' = \frac{k}{k_0}, x' = \frac{x}{L_0}, y' = \frac{y}{L_0}, z' = \frac{z}{L_0} \quad (2-5-3)$$

ここに、' は無次元量であり、下付き 0 の量は各代表量である。

式 2-5-3 の関係を考慮して式 2-5-2 を整理すると、最終的に式 2-5-4 の無次元方程式が得られている。

$$\frac{1}{\rho'} \frac{\partial \rho' \lambda' S_r'}{\partial t'} + \frac{1}{S_{r0} \lambda_0 L_0^2} \left\{ - \frac{\partial}{\partial x'} \left(k' \frac{\partial h'}{\partial x'} \right) - \frac{\partial}{\partial y'} \left(k' \frac{\partial h'}{\partial y'} \right) - \frac{\partial}{\partial z'} \left(k' \frac{\partial h'}{\partial z'} \right) \right\} = 0 \quad (2-5-4)$$

赤枠部分で囲まれた無次元数は浸透流の力学的相似条件を示す重要な量で、浸透流ナンバー-SFn と呼ぶ。

$$SF_n = \frac{1}{S_{r0} \lambda_0 L_0^2} \frac{k_0 H_0 T_0}{\rho_0} \quad (2-5-5)$$

浸透流ナンバー-SFn は、 $S_{r0} \lambda_0 L_0^2 / k_0 H_0$ と T_0 の 2 つの時間の比で表されており、前者は、浸透流の実質流速 $k_0 H_0 / S_{r0} \lambda_0 L_0$ によって代表水平長さ L_0 を移動するに要する時間を表し、 T_0 は浸透流の代表時間を示す。

浸透流ナンバー-SFn を堤防浸透及びその破壊に対する指標に書き換えるために代表諸量を選び、浸透流場の外力となる代表水位 H_0 、代表長さ L_0 、代表時間 T_0 は、それぞれ対象とする浸透流場を規定する水位、長さと同時間であり、または、対象とする浸透流場に対し適切に選ぶことによって流れの力学的相似が保証される。

洪水による堤防浸透流にあつては、代表水位 H_0 は洪水流の水位 H 、代表長さは L_0 は堤防の敷幅 b 、代表時間 T_0 は高水敷に洪水流が乗っている時間 t である。この時浸透流ナンバーは、堤防内の浸透流による堤防破壊指標である堤防脆弱性指標 t^* と呼び、式 2-5-6 として表している。

$$t^* = \frac{8 H k t'}{3 \lambda b^2} \quad (2-5-6)$$

ここに、 H ：河川水位、 k ：堤体透水係数、 t' ：洪水継続時間、 λ ：堤体土の空隙率、 b ：表法河川水位の水際から裏法先までの水平距離である。

この指標は、堤防幅 b が大きいと浸透時間が長くなり、浸透破壊に対する安全性が高まることや、水位 H 、洪水継続時間 t' 、堤体透水係数 k が大きいと浸透時間が短くなり、堤体が危険となるといった洪水時の堤体内浸透流の特徴を的確に示している。堤防脆弱性指標 t^* は、図 2-5-1、図 2-5-2 に示すように不透水性基礎地盤上の堤体内の浸透に関する関係式、透水性基盤上の堤体内の浸透に関する関係式を次元解析手法によって同様な式形で導かれている²⁰⁾。

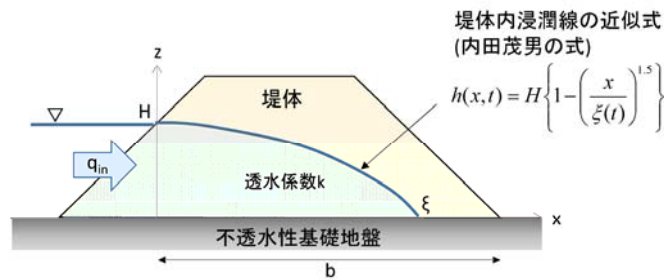


図 2-5-1 不透水性基盤上の堤体内浸潤線

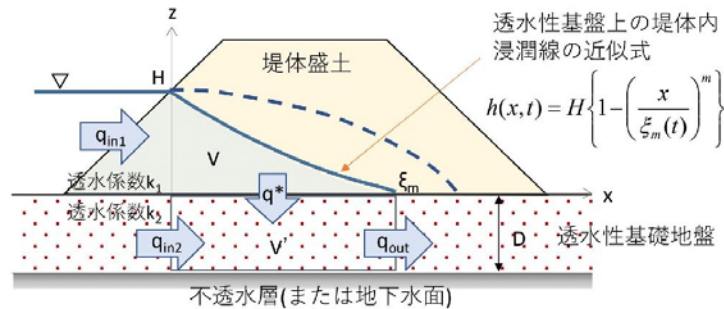


図 2-5-2 透水性基盤上の堤体内浸潤線

表 2-5-1 k_2/k_1 , D/H に対する m 値の分布表

k_2/k_1	D/H							
	0	0.1	0.5	1	2	5	10	20
0	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500
0.1	1.500	1.500	1.500	1.500	1.426	1.060	0.858	0.711
0.5	1.500	1.500	1.472	1.075	0.823	0.660	0.588	0.545
1	1.500	1.500	1.118	0.860	0.700	0.591	0.546	0.524
2	1.500	1.384	0.866	0.710	0.614	0.547	0.524	0.510
5	1.500	1.014	0.671	0.592	0.549	0.519	0.509	0.504
10	1.500	0.821	0.591	0.548	0.524	0.509	0.504	0.501
20	1.500	0.691	0.548	0.524	0.510	0.504	0.501	0.501

[透水性基盤層を有する場合の堤防脆弱性指標]

$$t_m^* = \frac{2(m+1)}{2m-1} \frac{m k_1 H - m(2m-1) k_2 D}{mH + (m+1)D} \frac{H t'}{\lambda b^2} \quad (2-5-7)$$

田端, 福岡ら²⁰⁾は, 鬼怒川, 長良川, 矢部川で発生した堤体浸透破壊について, 堤防破壊密度と t^* の関係を示している(図 2-5-2)。同図で堤防脆弱性指標が 0.001 以上の範囲で堤体浸透, 0.01 以上の範囲で裏法すべり, 0.1 以上の範囲で堤防決壊の危険性が大きくなることを示しており, t^* によって浸透に起因する堤防の被災の程度を説明できることを示している。

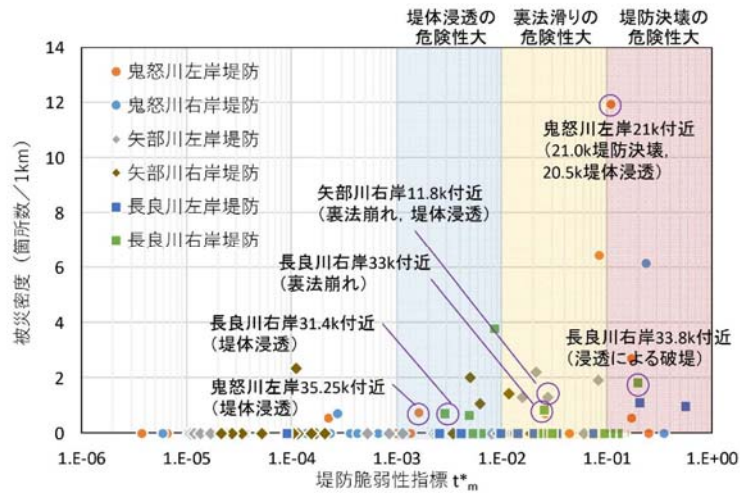


図 2-5-3 堤防脆弱性指標と被災箇所数, 被災種類の関係²¹⁾

これまで堤防破壊機構を捉えるために, 堤防模型実験, 現地調査が行われてきたが, 両者の力学的相似則が十分検討されていないため, 堤防模型実験の現地への適用性は明らかにされていなかった。福岡, 小高らの研究²²⁾では堤防脆弱性指標 t^* が, 力学的相似則があることを導き, これを用いて図 2-5-4~図 2-5-7 に示すように t^* が現地と堤防模型実験の力学的相似条件を与えることを実証した。

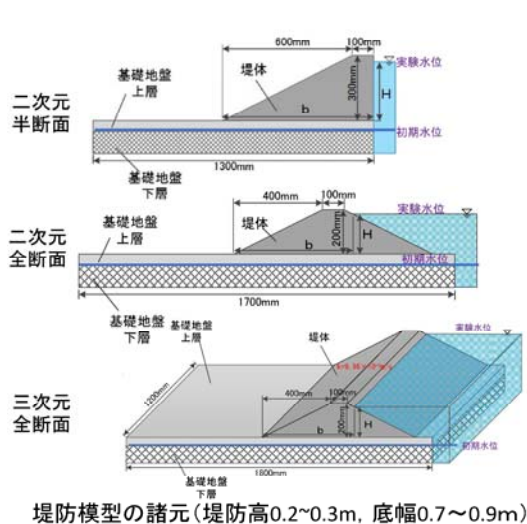


図 2-5-4 小高らの堤防模型の諸元²²⁾

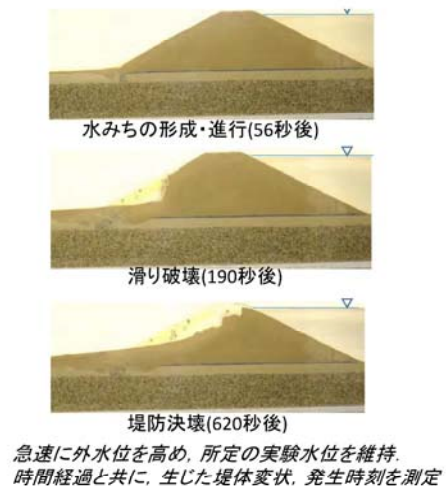
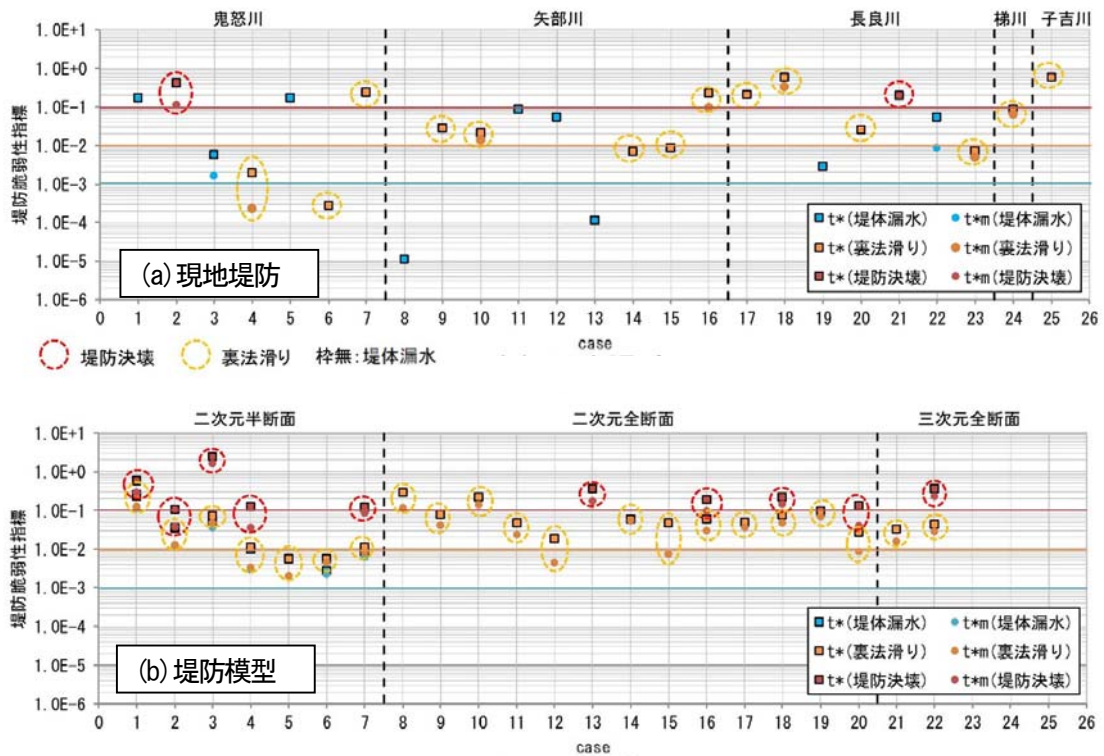
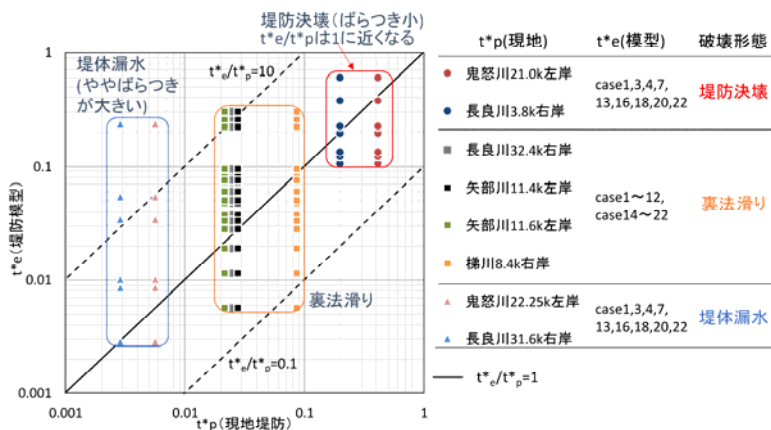


図 2-5-5 二次元全断面の実験例²²⁾



- ・堤防決壊(赤)となった実験の t^* は、すべて0.1以上の範囲にプロットされる。
- ・裏法滑り(黄)は、 t^* が0.01~0.1の範囲に集中する。
- ・模型実験で裏法先付近からの噴砂が確認されているケース(青)を対象に算出した t^* の多くは0.001~0.01の範囲にプロットされた。

図 2-5-6 現地堤防及び堤防模型の堤防脆弱性指標²²⁾に一部加筆



- ・堤防漏水については、ややばらつきが大きい。(漏水の程度は様々で、時間的にも変化する。現地と模型において同じ変状状態を規定することが困難である。)
- ・全体的に見ると、 t^*_e/t^*_p の値は概ね0.1~10程度の範囲に収まっている。
- ・特に、堤防決壊のように明瞭な破壊現象については、 t^*_e/t^*_p の値は1に近くなる。

図 2-5-7 堤防模型型 t^*_e と現地堤防 t^*_p の比較²²⁾

田端ら²³⁾は、**図 2-5-8** に示すように平成 18 年洪水について狭窄部が連続する千曲川堤防の堤防脆弱性指標を河道縦断に沿って求め、堤防脆弱性指標 t^* が堤体漏水発生箇所と対応することを示している。**図 2-5-7** の下図に示すように、狭窄部の上流では洪水継続時間が長く、河川水位ピーク後も t^* が伸びつづけ浸透破壊に対して危険な区間であることを示している。すなわち、ピーク水位 H_{max} が低下後も浸潤線は堤体内の裏のり尻方向に移動し、裏のりに対する堤体の有効敷幅 b が小さくなり裏のりの安定性が低下することを示している。堤防脆弱性指標 t^* には、透水係数の値が関係する。複雑な堤防土質構造を有する場合には、堤体の複合透水係数を精度よく設定することが重要である。川裏側に砂礫が分布する築堤構造ではドレーン効果により、浸透水が排水されることから、計算の対象外としている。

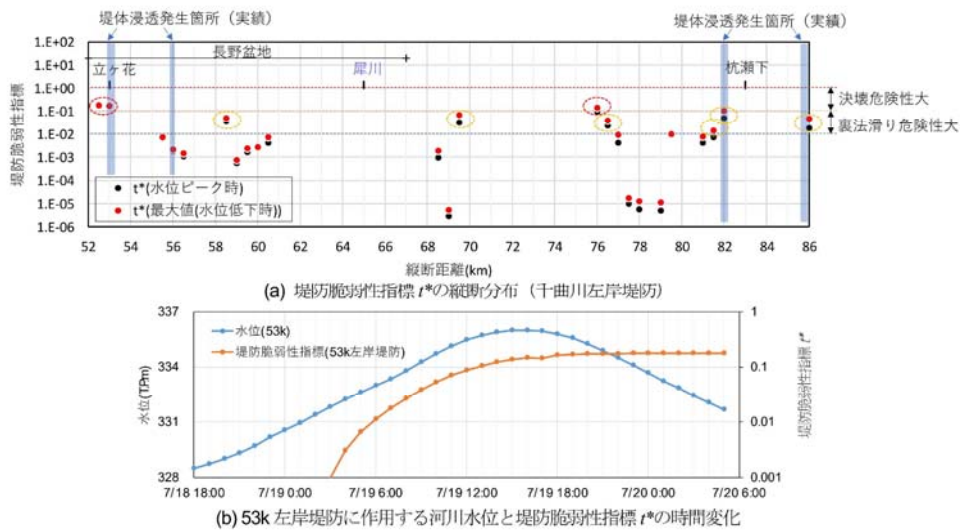


図 2-5-8 堤防脆弱性指標の縦断図と 53k 地点の t^* と水位の時間変化²³⁾

t^* の算定に用いた土質パラメータ k , λ の数値は、代表値を用いており、これらは堤防では不確定性の大きい値である。したがって、 t^* に対する土質パラメータのバラツキ(不確定性)の影響について、福岡らは次節の堤防破壊危険確率との関係で考察している。

2.6 堤防破壊危険確率

治水事業を行うことによるその効果の把握や新しい治水事業の選択のために、洪水リスクマネジメント手法を確立し、その効果を判断する技術が重要となる。福岡ら²³⁾は、洪水流の水位の時空間変化を求め、これらと堤体のボーリング調査データに基づいた堤防の浸透、すべりによる破壊危険確率を算定し評価する手法を確立し、これを洪水リスクマネジメントに用いることの重要性を示した。また、堤防破壊危険確率の算定には、透水係数、土質定数の不確実性がどの程度、破壊危険確率に影響するかを明らかにする目的で危険確率の検討を行っている。

洪水流・河床変動の解析

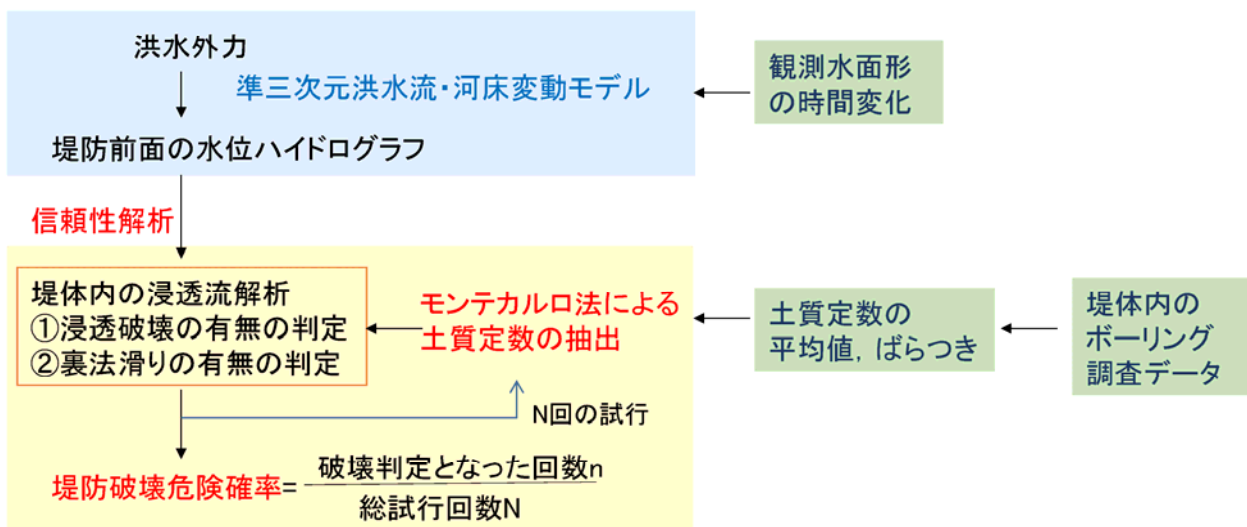


図 2-6-1 洪水流による堤防のすべり，浸透破壊危険確率の試算手順²⁴⁾

浸透，裏法滑りによる破壊判定基準

- ①浸透破壊：不透水性地盤上にある堤体内の浸潤線が裏法の任意の点に到達すると破壊判定とする。

浸潤線の評価式 (内田茂男の式, 1952)
$$\frac{h(x,t)}{H(t)} = 1 - \left\{ \frac{x/H(t)}{\sqrt{8(3\lambda)\sqrt{k\Delta t}/H(t)}} \right\}^2$$

h: 堤体内水位, H: 河道水位, k: 透水係数, Δt : Hが保たれている時間, λ : 空隙率
□: 不確実性を有するパラメータ (確率的に与える)

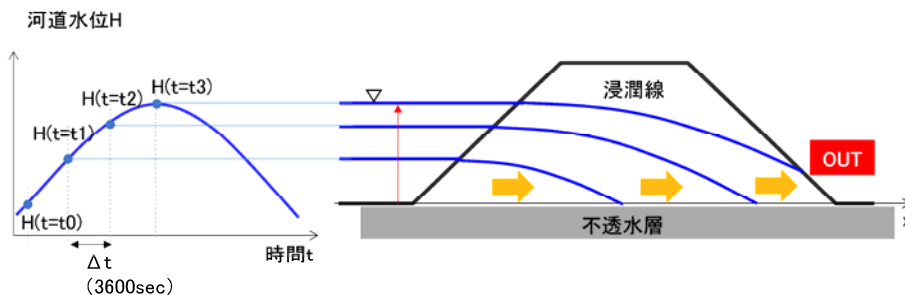


図 2-6-2 浸透，裏のりすべりによる破壊判断基準²⁴⁾

浸透, 裏法滑りによる破壊判定基準

②裏法滑り破壊: 不透水性地盤上の円弧滑りの安全率が1を下回ると破壊判定とする.

滑り円弧の安全率

$$F_s = \frac{\sum [c + (w - ub) \cos \theta \tan \phi]}{\sum w \sin \theta}$$

c: 粘着力, l: スライス片の円弧長, w: スライス片の重量, q: スライス片の斜面勾配, u: 間隙水圧, b: スライス片の幅, f: 内部摩擦角
 □: 不確実性を有するパラメータ (確率的に与える)

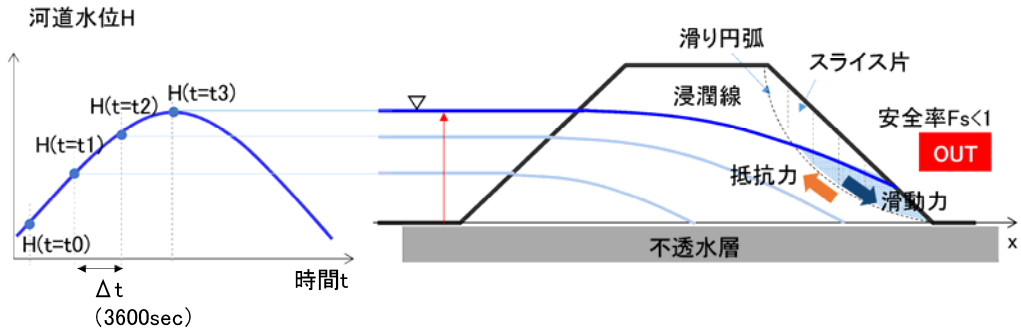


図 2-6-3 浸透, 裏のりすべりによる破壊判断基準²⁴⁾

3.4. 長良川と鬼怒川破堤箇所における堤防破壊危険確率と堤防脆弱性指標を用いたタイムライン化

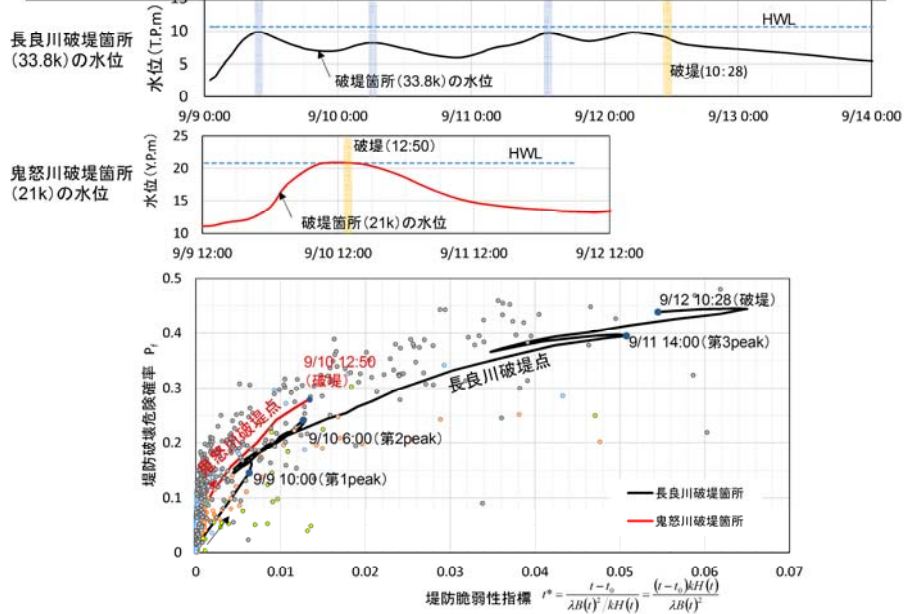


図 2-6-4 長良川と鬼怒川破堤箇所における堤防破壊危険確率と堤防脆弱性指標を用いたタイムライン²⁴⁾

堤防土質材料の有する不確実性を考慮に入れて求めた破壊確率 Pf を用い、図 2-6-4、図 2-6-5 に Pf と t* の関係図を示す。不確実性がもたらす影響が判断できる。すなわち、t* が大きくなり、破壊基準に近づくにつれて Pf のバラツキは小さくなることから、平均値を用いて算定した t* に及ぼす透水係数、土質定数の不確実性の影響は小さくなることを示している。

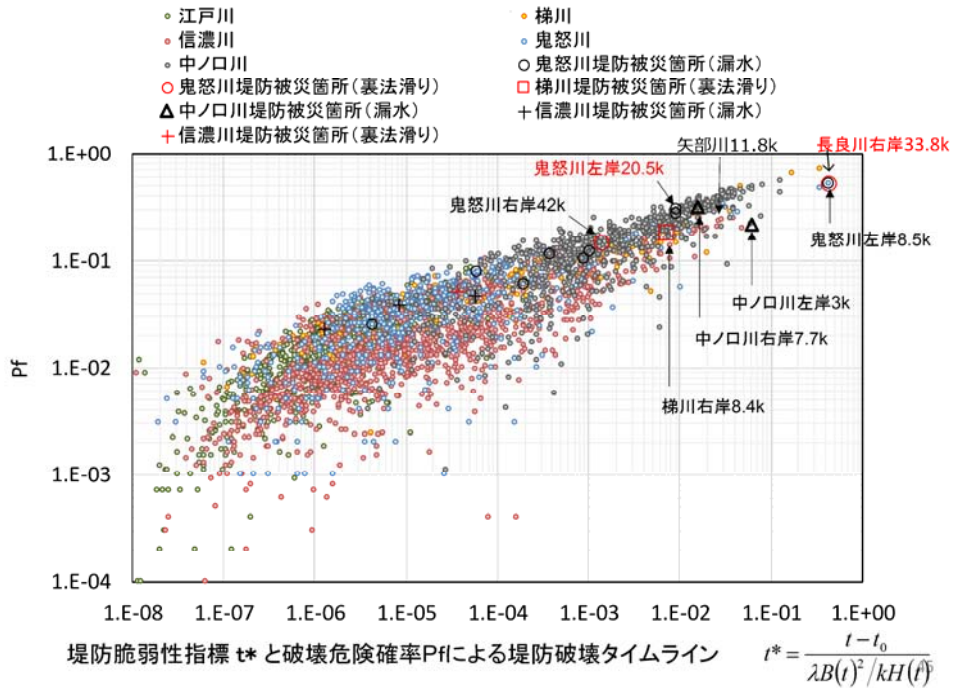


図 2-6-5 堤防破壊危険確率と堤防脆弱性指標による堤防破壊タイムライン²⁴⁾

2.7 堤防模型実験

室内堤防模型を用い基礎漏水における基礎地盤の破壊現象を捉えるための実験が行われている。漏水、噴砂、すべり破壊の現象解析は、洪水後の地質調査や堤防開削調査等によって確認することができるが決壊箇所については洪水流によって現地の土砂が流されているため決壊時の基礎地盤の状況を現地で捉えることはできない。一方、室内模型の破壊実験は、堤防決壊までの基礎地盤の破壊現象を確認することができる上で、有効な手段となっている。

ここでは、室内模型実験結果を整理することで基礎漏水における破壊過程を整理する。

近年の室内模型実験では、表 2-7-1 に示したような事例がある。簡易パイピング型では堤防に見立てた剛性の高い物質と土質を接触させた実験する場合には、ルーフィング現象によるパイピングが形成しやすい条件となる。小型模型実験の場合には土粒子の大きさによって影響を受けることもあるため、大型模型実験で全断面形状のほうが現実に近い現象が得られる。ここでは、小型半断面、小型全断面、大型全断面のデータを整理することとした(表 2-7-1 のデータ整理対象)。これらの実験データを整理することで決壊までの破壊プロセスを整理した。

表 2-7-1 浸透に対する堤防模型実験一覧

番号	年	論文名	著者	実験区分	概要	データ整理対象
1	2015	透水性基礎地盤に起因する堤防の浸透破壊に関する考察	小高, 崔, 李, 尤, 森, 林	小型模型実験 (堤防半断面)	難透水性堤体で複層の場合には、ボイリング、すべり破壊、ブロック状の崩壊が発生する。透水性堤体で複層の場合には、液状化を伴う円弧すべりと泥浄化による表層すべりが発生する。	
2	2015	基礎条件に着目したパイピングの進行性及び相似則に関する一考察	齋藤, 前田, 泉, 李, 櫛山	簡易パイピング実験	パイピング現象を通じてダルシー則が支配的であるとはいえ、特に空洞進行時に別の支配則があると考えられる。	
3	2015	透水性基礎地盤に起因する河川堤防の進行性破壊に関する模型実験	倉田, 福原, 森, 服部, 吉田, 石原, 佐々木	大型模型実験 (堤防半断面)	変形モードの違いは堤防法尻部の難透水層厚に起因すると考えられる。難透水層が無いもしくは薄い場合には法尻部の変状から堤防の破壊に至る傾向。厚い場合には基礎地盤の変状から堤防の破壊に至る傾向。	
4	2016	高透水性基礎地盤を有する河川堤防の浸透破壊メカニズムの検討	崔, 小高, 李, 森, 林	小型模型実験 (堤防半断面)	高透水性の基礎地盤の上に、低い透水性の地盤の場合、のり尻付近に大きな上向き動水勾配が発生し、基礎地盤に液状化状態となり、堤体陥没やすべり破壊を発生させる。	○
5	2016	漏水・噴砂の動態に着目した河川堤防のパイピングの進行性に及ぼす地盤条件と水位条件	櫛山, 前田, 齋藤, 李, 泉	簡易パイピング実験, 小型模型実験 (堤防全断面)	基礎地盤の特性によって漏水、噴砂の動態が異なる。基礎が単一層、層厚比が大きい場合にはパイピングに達する前に間隙水圧上昇による堤体の支持力不足による変状が発生する。層厚比が大きい場合、漏水量は少なく、噴砂が発生する動水勾配は大きい、噴砂の発生はのり尻付近に集中する。	
6	2016	浸透点検における性能評価指標の整備に向けた実験及び解析による検討	齋藤, 前田, 李, 櫛山	簡易パイピング実験	模型実験と浸透流解析の比較 単一層では解析と一致、互層地盤では水頭値は模型が小さく、排水量大きい	
7	2016	基礎漏水に伴う噴砂及びパイピング進行条件の検討	齋藤, 前田, 泉	簡易パイピング実験	パイピング機構の一つである地下侵食は、ボイリング、パイピング、空洞の貫通という3つの現象に区分される。パイピング現象は噴砂の発生から破壊に至る一連で同じ支配要因でない	
8	2016	堤防全断面縮小模型を用いた透水性基礎地盤上の河川堤防の進行性破壊に関する実験	上野, 笹岡, 諏訪, 森, 倉田, 下川	小型模型実験 (堤防全断面)	難透水性堤体では、基礎地盤が単層より複層の方がのり尻部の全水頭が上昇しやすい。堤体の泥浄化と崩壊を繰り返す進行性破壊が生じた。難透水性堤体では水みちやパイピング発生が早い。	
9	2017	模型実験にもとづいた河川堤防のパイピング発達に係る土質条件の分析	上野, 笹岡, 森, 中村, 福島, 諏訪	小型模型実験 (堤防全断面)	基礎地盤の上層に対して下層の透水性が高い場合にはパイピングが発達しやすい。堤体土質が変形しにくいほどパイピング発生時の水みちの進行速度が速い。	○
10	2017	大型模型実験に基づく河川堤防におけるパイピング発達過程の考察	笹岡, 上野, 森, 中村, 福島, 諏訪	大型模型実験 (堤防全断面)	基礎地盤の上層に対して下層の透水性が高い場合には、川裏法尻部において、堤体土が間隙水圧で持ち上がりや上層の噴砂発生し、砂粒子の移動、水みちが発達することを確認した。実験後の堤防開削調査を実施し、表のり面の陥没や堤体の沈下を確認した。	○

(1)堤防模型実験データ

実験結果の一覧をまとめて表 2-7-2 に示す。実験結果では、基礎地盤が複層構造で堤体土質が砂層以外の堤防モデルの場合にはすべり破壊、決壊まで至るケースが多い。ここでのすべり破壊現象とは、すべり破壊のほかにはのり面亀裂、基礎地盤土塊の移動、下層流出、濁り水の浸出の現象を含むものと(実験レベルでは基礎地盤層厚が薄く、すべり破壊が発生しにくいケースがある)、のり面部分の基礎地盤の土塊が大きく移動することにより、のり面部分が沈下、亀裂、すべり破壊が発生する。これは下層の水圧により、上層部分の有効応力が無くなり、噴砂方向に移動するものと考えられる(図 2-7-2)。

実験での決壊現象とは、表のり面の陥没、堤体土の流出、天端すべり破壊、天端の急激な沈下を示す。すべり破壊発生後は、ほとんどのケースで漏水量の増加や堤体土流出に伴う濁り水の発生が見られる。基礎地盤が砂層の複層構造の場合には時間をかけて決壊までに至るパターンで、上層に砂層、下層に礫層で透水係数の差が大きい場合には、小型模型、大型模型とも短時間で決壊に至る変状となる。掲載されている実験で基礎地盤が単層構造の場合には漏水のみが見られる(ケース 8,9)。堤体土が砂の場合には、堤体裏のり面付近に浸潤線が形成され砂粒子の移動により小崩壊が発生し、安定勾配となっていくことから大きな変状に至らない。実際の河川堤防では植生等の関係から細粒分を含む土質材料が多く、ローム、ベントナイト混合土の現象で整理することが現実的である。

表 2-7-2 模型実験結果一覧表

実験形態	ケース	堤防区分	層区分	呼び名	D50 (mm)	層厚(m)	破壊パターン	破壊プロセスと発生時間等					備考	類似事例	論文一覧の番号
								盤ぶくれ	漏水	噴砂	すべり	決壊			
大型全断面	ケース1	堤体	堤体	ローム	0.018	2.6	時間をかけて変状するパターン		45分	121分	1149分濁り水	1449分表法陥没	パイプ状透水層行き止まり型	矢部川	10
		基礎地盤	上層	珪砂6号	0.33	0.3									
大型全断面	ケース2	堤体	堤体	ローム	0.018	2.6	時間をかけて変状するパターン		開始直後	85分流出	766分のり面崩壊		25時間沈下無し		10
		基礎地盤	上層	珪砂6号	0.25	0.3									
小型全断面	ケース3	堤体	堤体	ローム	0.018	0.8	時間をかけて変状するパターン			117分パイピング発達			14時間20分変化無し行き止まり型		9
		基礎地盤	上層	珪砂6号	0.3	0.05									
小型全断面	ケース4	堤体	堤体	混合土	0.28	0.8	時間をかけて変状するパターン			45分	131分下層流出	148分堤体土流出			9
		基礎地盤	上層	珪砂6号	0.3	0.1									
小型半断面	ケース5	堤体	堤体	混合砂	0.18	0.3	時間をかけて変状するパターン	2分		2分6秒のり尻小崩壊	2分47秒ブロックすべり	3分56秒天端すべり			4
		基礎地盤	上層	珪砂6号	0.3	0.05									
大型全断面	ケース6	堤体	堤体	ローム	0.018	2.6	短時間で決壊に至るパターン		開始直後	20分流出	60分土塊移動	103分天端急激沈下	行き止まり型	子吉川、梯川、千曲川村山	10
		基礎地盤	上層	珪砂6号	0.33	0.15									
小型全断面	ケース7	堤体	堤体	ローム	0.018	0.8	短時間で決壊に至るパターン			23分パイピング発達	81分法面亀裂	134分天端急激沈下	行き止まり型		9
		基礎地盤	上層	珪砂6号	0.3	0.05									
大型全断面	ケース8	堤体	堤体	ローム	0.018	2.6	単層漏水のみ	80分	98分				変化無し行き止まり型	千曲川福島	10
		基礎地盤	上層	ローム	0.018	0.3									
小型全断面	ケース9	堤体	堤体	混合土	0.28	0.8	単層漏水のみ		開始後				13時間噴砂無し		9
		基礎地盤	上層	珪砂6号	0.3	0.2									
小型半断面	ケース10	堤体	堤体	珪砂6号	0.3	0.3	堤体が砂で土砂移動パターン		17分				19分以降堤体土砂小崩壊		4
		基礎地盤	上層	珪砂6号	0.3	0.05									
小型全断面	ケース11	堤体	堤体	珪砂6号	0.3	0.8	堤体が砂で土砂移動パターン		48分				堤体法尻部土砂移動		9
		基礎地盤	上層	珪砂6号	0.3	0.1									
小型半断面	ケース12	堤体	堤体	珪砂6号	0.3	0.3	堤体が砂で土砂移動パターン		1分47秒	2分23秒	2分58秒液状化				4
		基礎地盤	上層	珪砂6号	0.3	0.05									
小型全断面	ケース13	堤体	堤体	混合土	0.28	0.8	巨礫漏水のみ		開始後				12時間土砂流出無し行き止まり型	千曲川須坂、千曲川八幡	9
		基礎地盤	上層	珪砂1号	1.10	0.05									

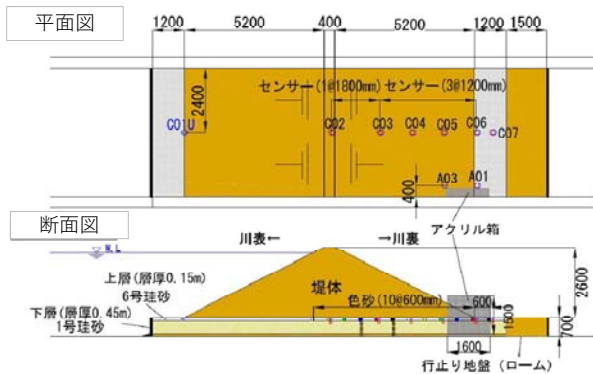


図 2-7-1 ケース 6 の模型実験モデル²⁵⁾

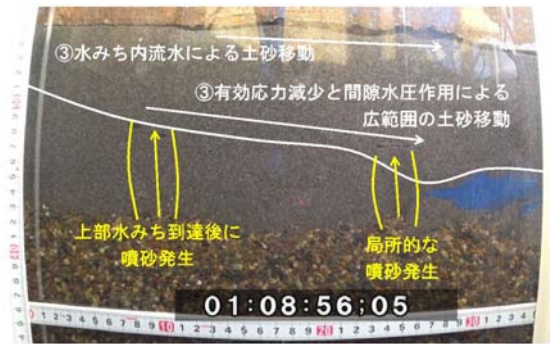
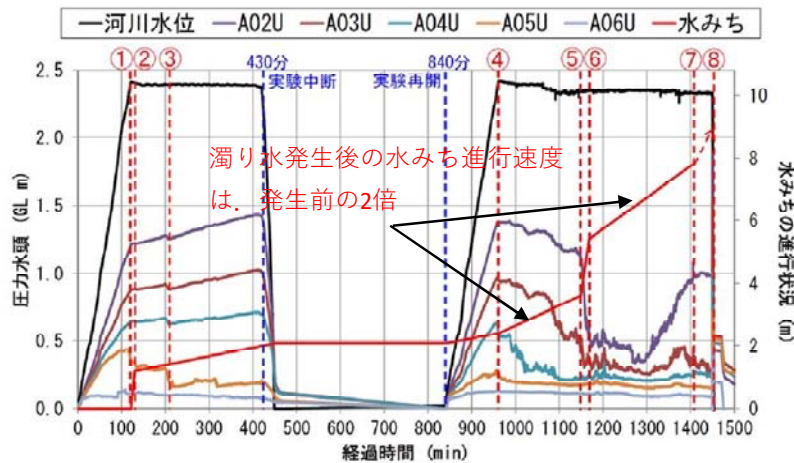


図 2-7-2 ケース 6 の基礎地盤の土砂移動の様子²⁵⁾

(2) 決壊までの破壊プロセスの整理

堤防の決壊までの破壊プロセスは、3段階の変状での時空間変化をしていくものと考えられる。第1段階の破壊は、河川水位の上昇に伴い、基礎地盤透水層を介して、川裏のり尻付近の水圧 W が大きくなり、表層土質の重量 G とのバランスが崩れて盤ぶくれ、噴砂が発生する(限界動水勾配 $i_c = (\rho_s/\rho - 1)/(1 + e)$)。第2段階は噴砂孔からの土砂移動の継続によって、のり面下の基礎の土砂流出、間隙の増大、間隙水圧の増加によって有効応力が低下し、噴砂孔側への土塊移動が発生する(図 2-7-2)。堤防全体の安定としては、円弧すべりの抵抗側のせん断力が低下するようになり、すべり円弧が発生する。すべり破壊が一旦起きると土質強度が低下し、さらに土粒子が流されやすい状態となる。このことは、図 2-7-3 のように、ケース 1 ですべり破壊発生後(⑤濁り水発生、漏水量増大)に圧力水頭が急激に低下するとともに、水みち進行速度が急激に大きくなっていることでわかる。



⑤濁り水発生、漏水量増大 ⑧表のり面陥没(決壊)

図 2-7-3 ケース 1 の間隙水圧の経時変化²⁵⁾ 一部加筆

第3段階は、土砂流出が進むとある地点で土圧および河川水の水圧とのバランスが大きく崩れ、表のり面に陥没が発生し、河川水が一気に基礎地盤に流入し天端の沈下(決壊)に至るものと考えられる。下水道トンネル設計等で用いられる土圧バランスで主動側と受動側の荷重($45^\circ - \phi/2$ の範囲の長方形部分の重量)のみの単純計算で試算するとケース1の決壊後の空洞発生位置とほぼ一致する。これにより、基礎地盤の砂層部分が緩み土塊移動によって堤体+河川水圧との荷重バランスでトンネル落盤のような崩壊が発生したものと考えられる。

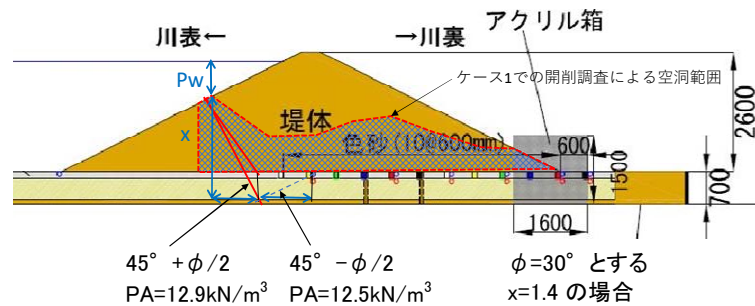


図 2-7-4 ケース1の開削調査の空洞範囲²⁵⁾一部加筆

以上から、堤防決壊までの破壊プロセスは時空間的に現象が変化していき、整理すると以下のとおりである。決壊に至る時間の長さは、基礎地盤が複層構造で上層に対して下層の透水係数比が大きいほど短くなる。

時間	裏のり尻	のり面	天端	表のり面
t1	盤ぶくれ, 漏水			
	噴砂			
t2	噴砂	土塊移動		
	すべり破壊	すべり破壊		
	漏水量, 噴砂の増加		土塊移動の増加	
t3				法面陥没
	天端沈下(決壊)			

図 2-7-5 堤防決壊までの破壊プロセスの整理

2.8 本章のまとめ

本章では、主に基盤漏水に対しての堤防弱点箇所既往抽出手法を検討した。国土交通省では全国の直轄河川を対象に断面二次元飽和-不飽和浸透流解析(FEM)による堤防詳細点検を実施している。同解析に用いる土質データは、1~2km 間隔で実施したボーリングデータを用いているため、詳細な弱点箇所の抽出とはなっていない。また、外力として大きな規模の降雨と河川水を与えるため、漏水、すべり破壊の原因が降雨によるものか河川水位によるものか判断が難しい場合がある。

室内模型実験結果から求めた基盤漏水では、基礎地盤の表層土質の構成が重要であることが確認されている。表層土質の詳細を効率的に把握できるものとして、治水地形分類図があり、これを用いて地形ごとの表層土質を推定することができ空間的に連続モデル作成を行うことが可能である。本研究では特に旧河道と氾濫原の土質に着目し、旧河道と基盤漏水の関係を検討する。ただし、すべての旧河道で漏水が発生しているわけではないので、漏水が発生する土質構成の把握とともに旧河道の特性を把握する必要がある。

堤防脆弱性指標 μ は、浸透に対する重要水防箇所の検討指標として用いられており、200m 間隔で実施される定期横断図等を用いて効率的に弱点箇所を抽出することができる。同指標の値は、代表透水係数の設定の影響が大きいため、現地堤防の代表透水係数を堤内地浸潤線の観測より求め、従来の式と対比し、適用性の範囲を決めることは、残されている重要な課題である。

堤防模型実験では複層構造の場合で、噴砂等の被害が大きくなることが確認されており、透水層の透水係数の影響が大きいと考えられる。

広域地下水解析では、近年、表流水と地下水の循環解析が可能となってきたので広範囲での土質モデル、透水データがあれば、弱点箇所の抽出に用いることが可能であるが、河川水系全体の詳細な土質データを取得するには、膨大な費用と時間を要する。現段階では、広域の地形分類図とあわせて広域地下水の影響を把握するための補完資料として利用できるものとする。

表 2-8-1 に既往手法の課題整理と本研究の対応を一覧表に示す。

表 2-8-1 既往手法の課題整理と本研究の対応

抽出方法	概 要	課 題	本研究の対応
治水地形分類図	基盤漏水には、表層の土質構成が大きく影響する。地形判読により、平面的な地表土質を推定が可能である。空中写真判読から、浸透に対して問題となる旧河道を抽出し、氾濫原との土質、透水性の相違を概略把握し、漏水発生の関係の検討ができる。	旧河道は、明瞭か不明瞭の区分であり、形成過程が読み取れない。また、支川の旧河道が判読されていない。	河道形成、支川からの地下水影響が読み取れる地形・地質分布図を作成し、基盤漏水に影響のある旧河道を抽出する。
広域地下水解析	旧河道等の地形を反映させた詳細な土質モデルを構築し、3次元の広域地下水解析を行うことで詳細な弱点箇所を抽出ができるものと考えられる。公開されている流線図を用いることで広域地下水の堤防安全性に対する影響箇所を効率的に見つけ出すことが可能である。	詳細な解析を行うためには、面的な土質データの把握が必要であり、膨大な費用を要する。	流線図で広域地下水の影響を受けた漏水を把握することを示す。
平均動水勾配	河川水位と堤内地盤高との水位差 H と河川水面から裏のり尻までの水平距離 L の比で求めるため、河川定期横断面図等から容易に検討することが可能である。	堤防形状だけの評価であり、土質特性(透水係数)、洪水特性(洪水継続時間)と漏水との関係性は見づらい。	堤防弱点箇所の抽出では、堤防形状、土質特性(透水係数)、洪水特性(洪水継続時間)の要素を取り入れる。
堤防詳細点検	降雨と河川水位の外力データをもとに堤体内の浸潤線を求め、円弧すべり解析によるすべり安定の評価、裏のり尻付近の水圧を求め盤ぶくれ評価、限界動水勾配との比較による土粒子移動の評価を行う。	解析条件が多く、どの影響による漏水であるかの検証が難しい。解析間隔は、一般的に1~2km間隔であり、詳細な弱点箇所の抽出を行う場合には、サウンディング等の補完調査が必要。	基盤漏水の要因を検討する。表層土質構成、透水係数、粒径と漏水形態の関係を検討
堤防脆弱性指標 t^*	堤体浸透の評価において、透水性、水位差、敷幅、洪水継続時間の条件で効率的に評価することが可能。無次元指標で、室内実験との力学的相似則が成り立つことから、決壊までの評価を行うことも可能と考えられる。	用いる物理量が少なく、要因が特定されやすい。値の大きさにより、被災程度を区分できる。	堤防脆弱性指標 t^* を基礎地盤の浸透による漏水のしやすさ t_b^* として準用する。
堤防破壊危険確率 Pf	モンテカルロ法による堤体土質定数の不確実性を考慮し、浸透破壊の有無、裏法滑りの有無の判定を行う。堤防脆弱性指標 t^* に対して土質パラメータの不確実性の影響度を明らかにしたことで、 t^* の堤防破壊に対する工学的価値を高めている。	1~2kmの土質定数、200m間隔の定期横断面図で求めるため、地形分類を反映した土質モデルによる解析で精度が向上する。今後、治水施策の順位決定に活用できるように検討事例を増やす必要がある。	堤防裏のり尻の土質縦断面図を作成し、旧河道と氾濫原の土質構成を把握し、漏水発生箇所との関係を検討する。
堤防模型実験	複数の実験結果の整理から、基礎地盤の複層構造で上層に対して下層の透水係数が大きい場合には土粒子移動が大きく、決壊まで至る時間が短くなる。噴砂からの破壊過程が、すべり破壊、土粒子移動の増大、堤体陥没となるものと考えられる。	実験データが少ないため、破壊過程の定量的な評価は研究段階である。基礎地盤構成と裏のり面のすべり破壊の有無を評価することで、定量的な評価ができる段階に近い将来来ると考えられる。	堤防弱点箇所の抽出では、破壊プロセスを踏まえた評価手法を取り入れる。

【参考文献】

- 1) 齊藤啓・前田健一・泉典洋：基盤漏水に伴う噴砂及びパイピング進行条件の検討，河川技術論文集，第 22 巻，pp.251-256，2016.
- 2) 崔 瑛，小高 猛司，李 圭太，森 三史郎，林 愛実：高透水性基礎地盤を有する河川堤防の浸透破壊メカニズムの検討，第 28 回中部地盤工学シンポジウム，pp.81-88,2016.
- 3) 上野俊幸，笹岡信吾，森啓年，中村賢人，福島雅紀，諏訪義雄：模型実験に基づいた河川堤防のパイピング発達に係る土質条件の分布，河川技術論文集 第 23 巻，pp.405-410，2017.
- 4) 国土技術研究センター：河川堤防の構造検討の手引き，2012.
- 5) 矢部川堤防調査委員会：矢部川堤防調査委員会報告，2013.
- 6) 鬼怒川堤防調査委員会：鬼怒川堤防調査委員会報告，2016.
- 7) 福岡捷二，山坂昌成：側岸の浸食・堆積による蛇行発達の理論，土木学会論文報告集 第 327 号，pp.73-85，1982.
- 8) 旭一岳，清水康行，GaryPAKER, JonathanNELSON：自由蛇行の発達に関する数値解析，土木学会論文集 B1(水工学)Vol. 68, No. 4, I_1183-I_1188, 2012.
- 9) G.Parker,Y.Shimizu,G.V.Wilkerson,E.C.Eke,I.J.D.Abad,J.W.Lauer,C.Paola,W.E.Dietrich and V.R.Voller：A new framework for modeling the migration of meandering rivers, EARTH SURFACE PROCESSES AND LANDFORMS, Vol.36, pp.70-86, 2011.
- 10) 涌井正樹，福岡捷二，佐藤豊，江川千洋，味方圭哉：谷底平野の地形・地質の痕跡に基づく極値流量の推定，河川技術論文集，第 22 巻，pp. 25-30，2016.
- 11) 品川俊介，日外勝仁，佐々木靖人：地形種と動水勾配を用いた河川堤防基礎地盤の浸透安全概略評価指標，第 3 回河川堤防技術シンポジウム論文集，pp.72-75，2015.
- 12) 国土地理院 防災地理課：治水地形分類図 解説書，2015.
- 13) Getflows：株式会社地圏環境テクノロジー.
- 14) 赤羽貞幸，上林好之，富所五郎，福岡捷二：沖積平野における縄文以来の河道と堤防形成過程に関する研究，財団法人河川管理財団，平成 19 年度河川整備基金助成金事業，19-1215-004,pp.6-11-6-16，2007.
- 15) 国土交通省北陸地方整備局富山河川国道事務所：平成 23 年度管内堤防質的整備計画検討業務報告書，2012.
- 16) 国土交通省北陸地方整備局金沢河川国道事務所：平成 26 年度梯川堤防浸透対策検討業務報告書，2014.
- 17) 建設省河川局治水課：河川堤防の浸透に対する安全性の概略点検について，2006.
- 18) 品川俊介，佐々木靖人，日外勝仁：平野の河川周辺における地形と表層地質との対応関係，平成 26 年度研究発表会講演論文集，日本応用地質学会，pp.87-88，2014.
- 19) 福岡捷二，田端幸輔：浸透流を支配する力学指標と堤防浸透破壊の力学的相似条件-浸透流ナンバー-SFn と堤防脆弱性指標 t^* ，土木学会論文集 B1(水工学)，Vol.74,No5, I_1435- I_1440，2018
- 20) 福岡捷二，田端幸輔：堤体基礎地盤の透水性・堤防強化対策を考慮した堤体内非定常浸潤線解析法の開発と堤防破壊危険確率の低減効果の見積りに関する研究，河川技術論文集，第 22 巻，pp.261-266，2016.
- 21) 田端幸輔，福岡捷二，内堀住男，上村勇太：堤防脆弱性指標に基づいた堤防破壊危険性評価に関する研究-鬼怒川中下流部平成 27 年 9 月大洪水を例として-，河川技術論文集，第 23 巻，pp.387-392，2017.

- 22) 福岡捷二, 小高猛司, 田端幸輔 : 現地堤防と模型堤防の浸透破壊を規定する力学的相似条件-堤防脆弱性指標, 第 5 回河川堤防技術シンポジウム, pp.79-82, 2017.
- 23) 田端幸輔, 堀内崇志, 福岡捷二 : 狭窄部と盆地が連続する千曲川における大規模洪水流下時の河道貯留・堤防浸透破壊危険線の評価と今後の治水整備のあり方, 河川技術論文集, 第 25 巻, pp.553-558, 2019.
- 24) 田端幸輔, 福岡捷二 : 堤防破壊確率と堤防脆弱性指標に基づいた堤防危険個所の推定法, 第 3 回堤防技術シンポジウム, 委員会報告・講演概要集, pp.61-64, 2015.
- 25) 笹岡信吾, 上野俊幸, 森啓年, 中村賢人, 福島雅紀, 諏訪義雄 : 大型模型実験に基づく河川堤防におけるパイピング発達過程の考察, 河川技術論文集, 第 23 巻, pp.417-422, 2017.

第3章 研究方法と対象河川，漏水形態

3.1 研究方法と対象河川

本研究は，千曲川河川堤防を基本の研究対象地点に選び検討した。当該河川は，下流の長野県飯山市常盤から上流の坂城町下流の72km(河川距離標25kp~97kp)の間において地形特性が変化し，約80箇所の漏水が発生している。この地域は，漏水位置，漏水現象が明らかにされていること，ボーリング調査データ，浸透流解析等による漏水に関する調査，解析が豊富であることから研究対象とした。また，河川規模が異なり，千曲川と同様に上流から下流において地形特性が変化し，多くの箇所でも漏水が発生し，漏水に対する調査データが豊富な梯川堤防も研究対象とし，2つの河川堤防の漏水について比較検討する。

研究方法は，米軍撮影の空中写真の判読から詳細な旧河道の分布図を作成し，扇状地，氾濫原等の地形分類ごとに旧河道と漏水発生箇所の関係を検討した。さらに堤防裏のり尻付近の土質縦断面図を作成し，表層土質構成と地下水との関係を整理し，現河川と堤防の交差状況，漏水発生箇所，漏水形態の影響を検討した。この検討をもとに堤防弱点箇所の抽出方法の検討を行った。また，堤防弱点箇所の抽出においては，連続的な堤防土質を把握することが重要であり，効率的に抽出できる調査方法の検討も行った。

(1)千曲川河川の特徴

千曲川は信濃川の中流～上流部に位置し，その流路延長（源流部から新潟県境まで）は220kmで，その流域面積は7,163km²である。千曲川・信濃川全体の流路延長は367kmで，流域面積は11,900km²である。千曲川は源流部である甲武信ヶ岳付近から北西に流れたのち，長野市付近で北東へ流路を急激に変える。千曲川は佐久，上田，長野，飯山の各盆地を通り，長野・新潟県境で，信濃川となって津南・十日町・長岡を流下し，新潟市で日本海に達する。千曲川をとり囲む周辺の山々は，標高2,000～3,000mの急峻な日本アルプス（飛騨山脈・木曾山脈・赤石山脈）の他，関田山地・河東山地・筑摩山地・関東山地・八ヶ岳連峰などの標高1,200～1,500mの山地が広がる。

図3-1-1に示したように千曲川を流れる飯山盆地，長野盆地は，日本列島の東西方向の

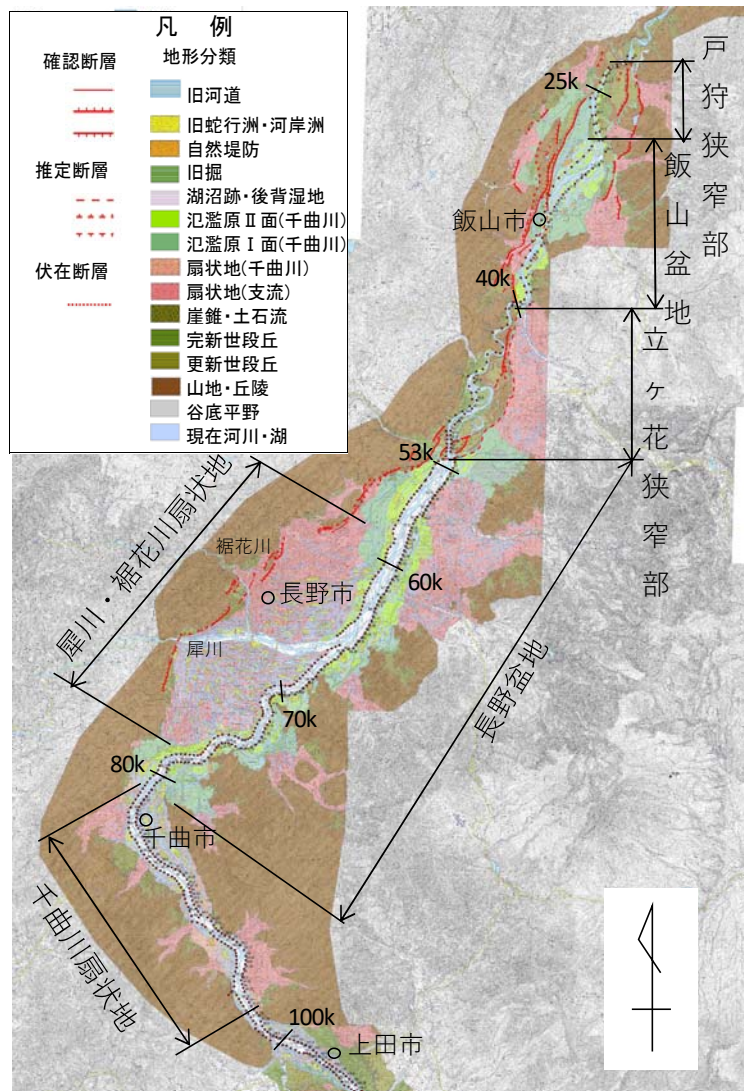


図3-1-1 千曲川の地形・地質分布図

圧縮による地盤の沈降と隆起によって形成されたものである。この圧縮運動によって、丘陵が北北東-南南西方向に延び、この間を千曲川、信濃川が流れている。隆起の大きいところでは千曲川は丘陵部を流れ、穿入蛇行状の地形を形成している。沈降する箇所では盆地を形成している。千曲川の河幅は、盆地では 1km であるが、穿入蛇行状の地形の戸狩狭窄部、立ヶ花狭窄部と呼ばれる部分の河幅 200m 程度と大きな変化が生じている。したがって、狭窄部の上流では洪水が滞留しやすく、漏水や氾濫が度々発生している特徴を示す(図 3-1-2)。また、図 3-1-3 に示したように長野盆地～飯山盆地の河床勾配は 1/421～1/1,332 と緩くなり、河川は蛇行状を呈し、氾濫原*地形を呈する。

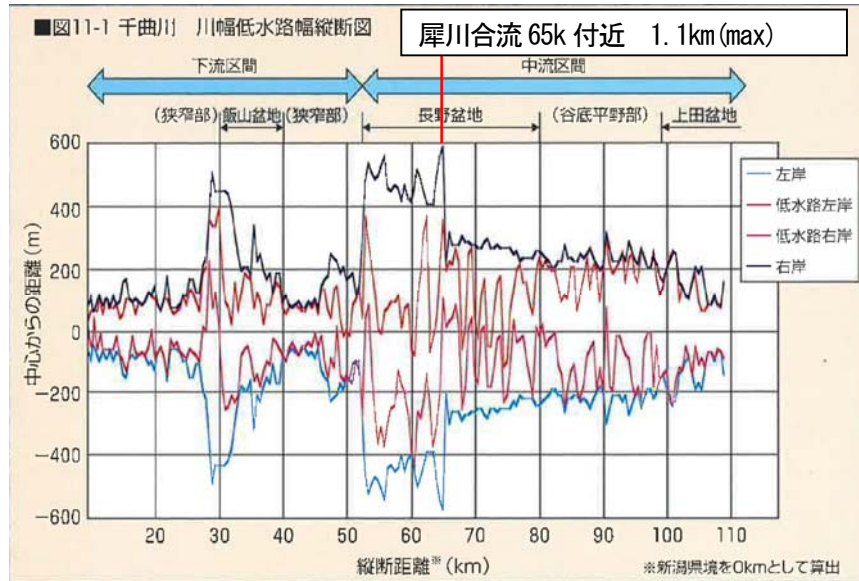


図 3-1-2 千曲川川幅低水路幅縦断面図¹⁾一部加筆

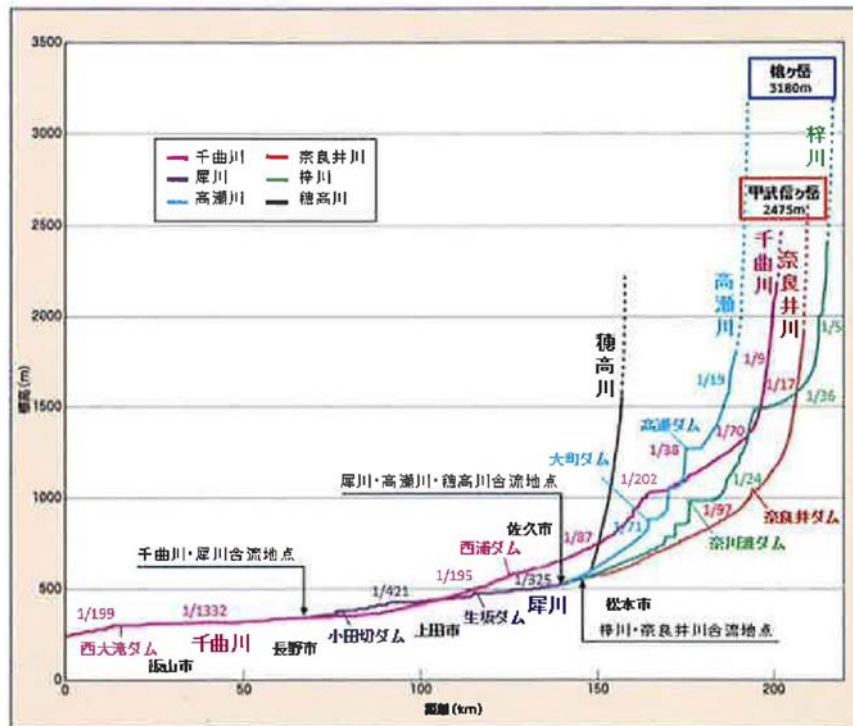
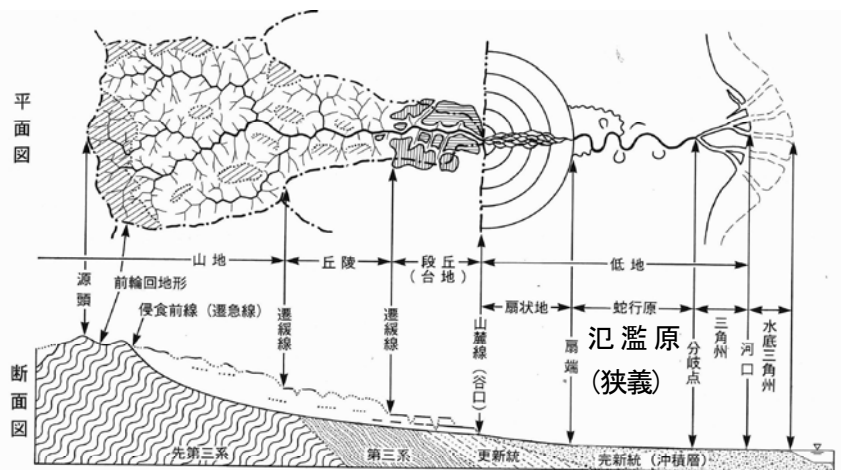


図 3-1-3 千曲川及び支川の河床勾配断面図²⁾

*氾濫原 floodplain high water bed river plain, river flat³⁾

広義には河川の氾濫が及ぶ低地の部分全体を指すが、狭義には河川の堆積作用によって形成された沖積平野のうち扇状地と三角州との間にあたる部分を指す。自然堤防帯、蛇行原とも。狭義の氾濫原の多くは下流側に向けて1/1,000~1/5,000程度の緩い勾配をもち、地表面には砂泥質の堆積物が堆積する。一般に、氾濫原を流れる河川は平衡状態に近づくと蛇行するようになり、側方侵食の卓越によって低地の幅を広げる。また、気候変化によって上流域からの土砂供給量が増加したもの。海水準が上昇したりして侵食基準面が上昇すると堆積作用が卓越するようになり、氾濫原が拡大する。地表には自然堤防・後背湿地・ポイントバー・氾濫原濠・氾濫原スクロール・氾濫原堤・氾濫原湖などの微地形のほか、蛇行の発達に伴って様々な形の旧河道や河道跡に形成された三日月湖(牛角湖)などと呼ばれる河跡湖もみられる。谷底平野や洪函平野・氾濫平野・蛇行原などと呼ばれることもある。

本論文では、地形分類を表す狭義の氾濫原(蛇行原)と現河川及び旧河道周辺の氾濫した地形を示す広義の氾濫原があることに留意されたい。



地形場	山地・丘陵・(段丘)			低地			海底	
	侵食前線	山麓線	谷口	扇端	流路分岐点	河口		
表層地質	風化岩	岩盤	礫	砂		泥		
複式地形種	前輪回地形	谷壁斜面	谷底低地	扇状地	蛇行原	三角州	水底三角州	
単式地形種	河川敷							
	自然堤防							
	後背低地							
浜提・砂丘								
その他	従順山陵 浅谷	ガリー 崩壊地 地すべり地	崖錐 土石流堆 沖積錐 河岸段丘	扇頂溝 旧流路跡	旧流路跡 河跡湖 河畔砂丘 後背湿地	旧流路跡 潟湖 0m地帯 後背湿地	干潟 渚	
河川	河川密度	大	極大	中	小	中	極小	
	流路形態	直線、蛇行	直線	直線、網状	網状	蛇行	蛇行、直線	直線
	屈曲率	2						1
特異河川		間欠川		水無川 天井川	湧泉川 天井川	感潮河川 天井川		
主要な地形過程 (堆積を省略)	匍行	匍行 崩落 地すべり 土石流	土石流 氾濫 下刻 側刻	氾濫 洗掘 側刻	氾濫 湛水(内水) 側刻	氾濫 高潮 湛水(内水) 地盤沈下		

図 3-1-4 流域を構成する地形の一般的配置と各地区の諸特徴⁴⁾に加筆

(2)千曲川の洪水記録

千曲川の主な洪水記録を以下に示す。記録が残されている洪水で最大とされているのは1742年の戌の満水と言われている。観測記録で最大の洪水では、1983年(昭和58年9月)が第1位で2006年(平成18年7月)が第2位、1982年(昭和57年9月)が第3位である。これらの洪水によって、多くの箇所でも漏水が発生し、記録が残されている。

表 3-1-1 千曲川の主な洪水年表(千曲川河川事務所資料)

年 代	主な洪水、治水のできごと	決壊、漏水等の被害状況
626 (推古34年)	霜雨大水・大凶作	
684 (天武12年)	地震多発河川氾濫	
888 (仁和4年)	信濃六郡水没の大洪水	
1406 (応永13年)	延徳沖大水害、千曲川の河道一変す	
1596 (慶長元年)	信甲全域百年来の大洪水	
1680 (延宝8年)	「白髪の水」大洪水、延徳沖木島平で水害	
1742 (寛保2年)	「戌の満水」史上一位の大洪水	
1847 (弘化4年)	善光寺地震、山津波で犀川埋まる	
1910 (明治43年)	千曲川代洪水(8月)	飯山～上田地区まで多くの堤防被害が発生
1917 (大正6年)	河川法準用河川決まる 千曲川改修10ヵ年計画決定	
1918 (大正7年)	千曲川改修起工式(第1期改修)	
1941 (昭和16年)	千曲川改修事業竣工式	
1945 (昭和20年)	千曲川、犀川で大洪水(10月5日～12日)	
1948 (昭和23年)	第2期改修始まる	
1949 (昭和24年)	キティ台風 計画流量の検討始まる	右岸相之島地区決壊
1959 (昭和34年)	8月14日台風7号、戦後第4位の水位	
1966 (昭和41年)	松代群発地震で千曲川堤防に亀裂	
1982 (昭和57年)	台風18号来襲、戦後第3位	戸狩～横田区の7地区で漏水
1983 (昭和58年)	台風10号、千曲川本堤破壊、戦後第1位の水位	飯山地区で決壊、穂高～福島地区11地区で漏水
2004 (平成16年)	台風23号、戦後第5位の水位	常盤～村山の4地区で漏水
2006 (平成18年)	7月豪雨、戦後第2位の水位	常盤～須坂の23地区で漏水

千曲川の洪水の特徴としては、台風による影響が大きく、8,9月が多い。近年の平成18年出水は上位5位に、平成18年7月出水は上位2位であり計画高水位に近い出水となっている。



写真 3-1-1 北陸新幹線車両基地付近にある善光寺平洪水水位標

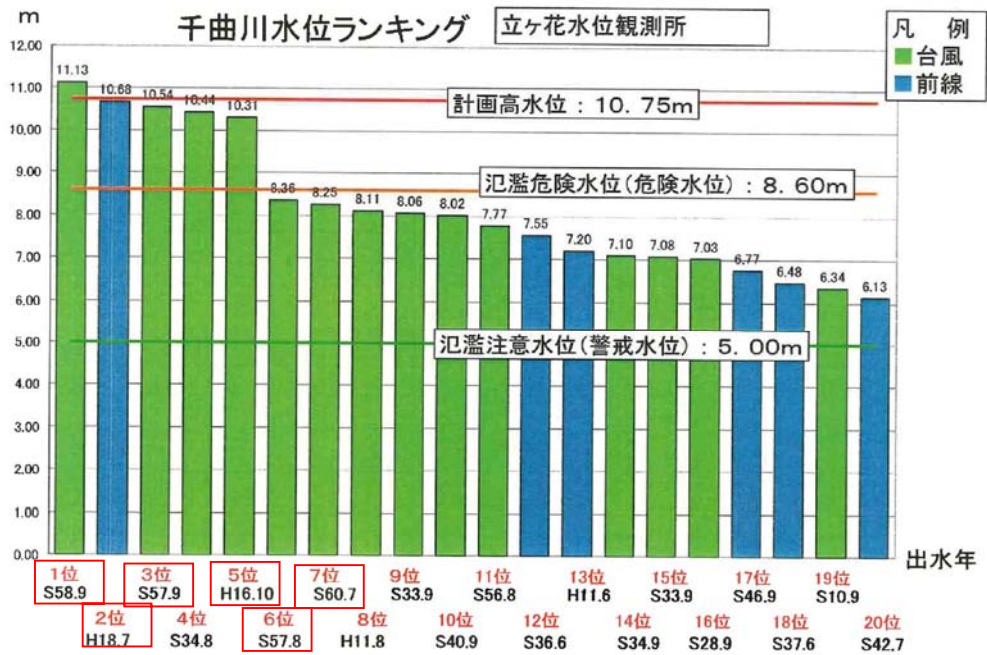


図3-1-5 千曲川の戦後の洪水ランキング(千曲川河川事務所資料)
赤枠は、漏水記録がある洪水

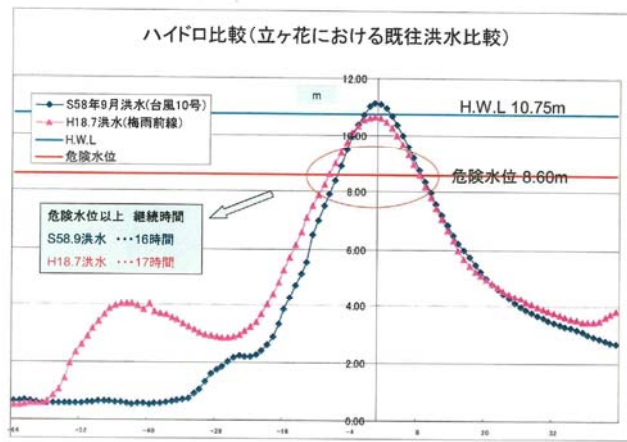


図3-1-6 昭和58年と平成18年の立ヶ花観測所のH-tハイドロ(千曲川河川事務所資料)

(3)築堤履歴

扇状地では、高度経済成長期に上流のダム、砂防堰堤の建設によって、上流からの土砂の供給が少なくなり、河床低下傾向にあり、河道が固定化されている河川が多い。氾濫原では洪水による氾濫、堆積が繰り返され、自然堤防の微高地、後背低地、旧河道が形成される。集落は、自然堤防の微高地に分布し、河道から離れた位置に分布する。集落によっては洪水から逃れるため輪中堤が築かれている部分もある。明治になると海外からの蒸気船等が導入され、河川は舟運に利用されるようになった。オランダから技術師を招聘し、河道掘削、堤防の直線化の整備が進められた。

図 3-1-7 には、国土地理院の飯山の測量図を示した。大正元年測量図の堤防は赤線で示した部分で、不連続な堤防であり常盤集落、飯山集落、木島集落部分に存在している。図 3-1-8 の昭和 12 年測量図では直線状の堤防が整備中であることがわかる。四角で囲まれた部分を比較すると大正元年測量図では枝状に河道部分が見られる。千曲川はここより下流は戸狩狭窄部と呼ばれる丘陵部を流れるため、河道の変化が大きい。昭和 12 年測量図では、枝状部分の河道が消滅している。現在の堤防は、この大正期に築堤された堤防上に構築されており、かつての旧河道上にあることがわかる。

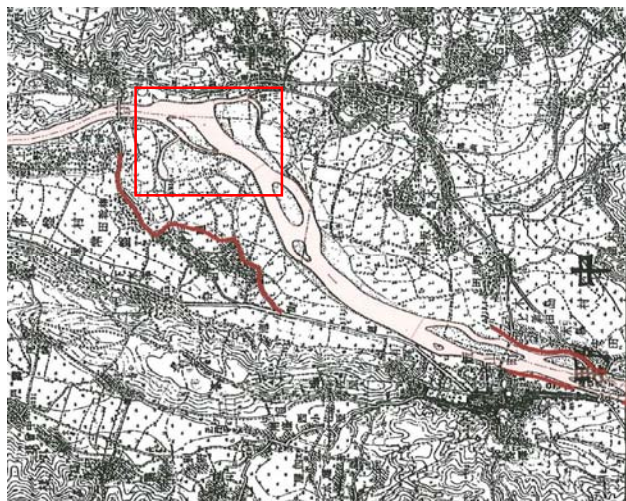


図 3-1-7 大正元年測量図(飯山) 国土地理院

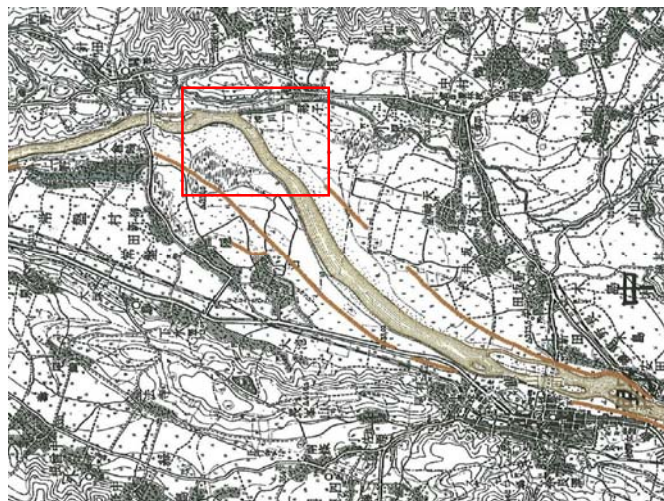


図 3-1-8 昭和 12 年測量図(飯山) 国土地理院

「信濃川百年史」⁵⁾の千曲川堤防改修の歴史から主に築堤時代を区分すると 4 つの時代になる。

1)明治以前の堤防

明治半ばすぎまでは、水害防止工事は洪水の流勢を抑える水制、沈床、聖牛等が主体であった。この時代の堤防は規模が小さく延長も限られていた。明治 29 年の河川法の施行により治水施策として堤防を築く方針となった。

2)第 1 期改修工事(大正 7 年～昭和 16 年)

明治 43 年洪水をもとに堤防の規模が決定され築堤が行われた。既設の堤防箇所では、嵩上げ、腹付け盛土が行われ、無堤区間では新規に築堤が行われた。

表 3-1-2 第 1 期改修工事区間

河川名	改修区間	延長
千曲川	上田～立ヶ花間(犀川合流除く)	57.5km
	飯山～上境	10km
犀川	両郡橋～千曲川合流	10km

3)第 2 期改修工事(昭和 24 年～昭和 36 年)

キティ台風により、それまでの計画高水量を超えたため改定により築堤工事を行った。その後の台風の影響により昭和 37 年に流量改定を行った。

4)信濃川水系工事実施基本計画(昭和 40 年以降)

昭和 39 年の新河川法の制定により信濃川水系工事実施基本計画が策定され、改修が行われた。

表 3-1-3 信濃川水系工事実施基本計画工事区間

河川名	改修区間	工事内容
千曲川	上田～上境	腹付け盛土
犀川	小市～千曲川合流	腹付け盛土

その後、昭和 56 年、57 年、58 年に 3 年連続で大洪水に襲われ、飯山市戸狩と柏尾で破堤する大災害となった。

このため、同地区は激甚災害特別緊急事業が適用され、断面拡大による堤防強化が行われた。図 3-1-10 の百々川樋門(千曲川右岸 56.8kp 付近)の堤防スケッチ調査断面をみると第 1 期改修工事の築堤は、赤枠内の部分であり、周辺の高水敷から掘削した土質を築堤したといわれている。築堤構成は、基礎地盤の地層構成と対照的である。基礎地盤が深さ方向に粘土、砂、礫と変化するのに対して築堤構成は、下位より粘土、砂、礫と変化している。赤枠外の部分は、昭和 56 年、57 年、58 年以降に強化改築されたものである。

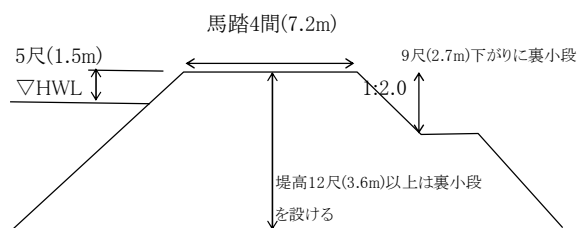


図 3-1-9 第 1 期改修工事の基本的な堤防形状

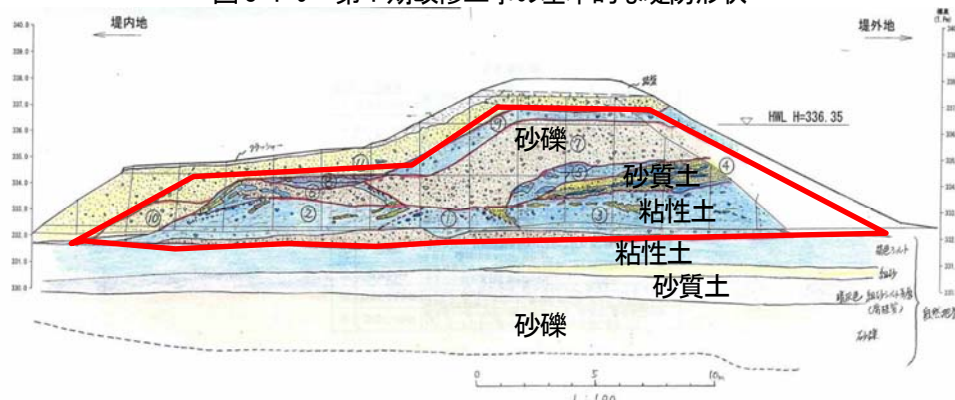


図 3-1-10 百々川樋門堤防スケッチ(上流断面) 右岸 56.8kp 付近⁶⁾

3.2 漏水形態

千曲川で戦後最大を記録した1982年(昭和57年9月),そして1983年(昭和58年9月),2004年(平成16年10月),2006年(平成18年7月)の大洪水では,多くの箇所でも漏水が発生した。ヒアリング調査を実施し,漏水位置,漏水状況が調べられている。ここでは,基盤漏水について,洪水ごとに漏水位置,漏水状況,堤防のどの位置で発生したか,どのような地形で発生したかを表3-2-1,表3-2-2の一覧表に示した。

地形分類と漏水形態をみると狭窄部,扇状地では漏水のみが見られる。氾濫原では噴砂が発生している。漏水位置(地形)をみると,ほとんどが旧河道付近,旧河道で発生していることがわかる(図3-2-1,図3-2-2)。

表3-2-1 千曲川基盤漏水発生箇所一覧表(平成16年,平成18年洪水)

洪水年次	左右岸	代表位置(kp)	地区名	延長(m)	地形分類	漏水状況	漏水位置(堤防)	漏水位置(地形)	備考
H18.7	左岸	26.06	戸狩	390	狭窄部	漏水のみ	のり尻	氾濫原	常襲型漏水
H18.7	右岸	29.0	穂高	5	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道	
H18.7	右岸	29.5	穂高	5	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道	
H18.7	左岸	29.75	常盤	190	氾濫原	漏水のみ	のり尻, 堤内地	旧河道	広域地下水の影響あり, 常襲
H18.7	左岸	30.72	中島	230	氾濫原	漏水のみ	のり尻, 堤内地	旧河道付近	常襲型漏水
H18.7	右岸	30.8	坂井下流	260	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道付近	
H18.7	右岸	31.43	坂井上流(木島)	200	氾濫原	噴砂	のり尻, 堤内地	旧河道付近	広域地下水の影響あり, 常襲型
H18.7	左岸	31.8	飯山下流	360	氾濫原	噴砂	のり尻, 堤内地	旧河道付近	常襲型漏水
H18.7	左岸	33.15	城山	110	氾濫原	噴砂	のり尻	旧河道付近	
H18.7	右岸	37.0	田上	65	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道	
H18.7	左岸	37.3	蓮	195	氾濫原	噴砂	のり尻, 堤内地	旧河道付近	常襲型漏水
H18.7	右岸	47.93	大俣	200	狭窄部	漏水のみ	のり尻	旧河道	
H18.7	右岸	49.0	上今井	680	狭窄部	漏水のみ	のり尻	旧河道	
H18.7	右岸	50.56	牛出	120	狭窄部	漏水のみ	のり尻	旧河道	
H18.7	右岸	52.8	押羽	220	氾濫原	漏水のみ	のり尻, 堤内地	旧河道付近	
H18.7	右岸	53.83	山王島	120	氾濫原	漏水のみ	堤内地	旧河道	広域地下水の影響あり, 常襲型
H18.7	左岸	54.77	飯田	150	氾濫原	漏水のみ	のり尻, のり尻	氾濫原	堤体被覆層漏水, 常襲型
H18.7	左岸	56.38	赤沼	90	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道	
H18.7	右岸	57.8	相之島	90	氾濫原	噴砂	のり尻, 堤内地	旧河道付近	常襲型漏水
H18.7	右岸	59.04	村山下流	160	氾濫原	噴砂	のり尻, 堤内地	旧河道付近	常襲型漏水
H18.7	右岸	59.66	村山上流	110	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道	常襲型漏水
H18.7	右岸	60.7	福島下流	160	氾濫原	噴砂	のり尻	旧河道付近	常襲型漏水
H18.7	右岸	61.1	福島下流	90	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道付近	常襲型漏水
H18.7	右岸	61.43	福島上流	70	氾濫原	漏水のみ	のり尻, 堤内地	旧河道	
H18.7	右岸	61.9	福島上流	120	氾濫原	漏水のみ	堤内地	旧河道付近	
H18.7	左岸	81.4	稲荷山	50	扇状地	漏水のみ	のり尻, 堤内地	旧河道	
H18.7	左岸	82.15	八幡	5	扇状地	漏水のみ	のり尻, 堤内地	旧河道付近	
H18.7	左岸	86.3	須坂	120	扇状地	漏水のみ	のり尻	旧河道	
		28							
H16.10	左岸	29.5	常盤	20	氾濫原	噴砂	のり尻, 堤内地	氾濫原	広域地下水の影響あり, 常襲型
H16.10	左岸	37.3	蓮	195	氾濫原	噴砂	のり尻, 堤内地	旧河道付近	常襲型漏水
H16.10	右岸	49.23	栗林	450	狭窄部	漏水のみ	のり尻	旧河道	
H16.10	左岸	53.2	豊	150	氾濫原	漏水のみ	のり尻	氾濫原	鳥居川合流付近
H16.10	右岸	57.7	相之島	90	氾濫原	噴砂	のり尻, 堤内地	旧河道付近	常襲型漏水
H16.10	左岸	54.1	吉島	155	氾濫原	漏水のみ	堤内地	旧河道付近	常襲型漏水
H16.10	右岸	58.2	村山下流	60	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道付近	常襲型漏水
H16.10	右岸	58.4	村山下流	5	氾濫原	噴砂	のり尻, 堤内地	旧河道付近	常襲型漏水
H16.10	右岸	58.7	村山下流	375	氾濫原	噴砂	のり尻, 堤内地	旧河道付近	常襲型漏水
H16.10	右岸	61.0	福島下流	250	氾濫原	漏水のみ	のり尻, 堤内地	旧河道付近	常襲型漏水
H16.10	右岸	59.6	村山上流	110	氾濫原	漏水のみ	のり尻, 堤内地	旧河道	常襲型漏水
		11							

表 3-2-2 千曲川基盤漏水発生箇所一覧表(昭和 57 年, 昭和 58 年洪水)

洪水年次	左右岸	代表位置(kp)	地区名	延長(m)	地形分類	漏水状況	漏水位置(堤防)	漏水位置(地形)	備考
S58.9	右岸	29.87	穂高	65	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道	
S58.9	左岸	30.02	中島	5	氾濫原	噴砂	のり尻, 堤内地	旧河道付近	
S58.9	左岸	30.5	中島	210	氾濫原	漏水のみ	のり尻, 堤内地	旧河道付近	常襲型漏水
S58.9	右岸	31.5	坂井上流(木島)	325	氾濫原	噴砂	のり尻, 堤内地	旧河道付近	広域地下水の影響あり, 常襲
S58.9	左岸	31.7	飯山下流	330	氾濫原	漏水のみ	のり尻, 堤内地	旧河道付近	常襲型漏水
S58.9	右岸	53.8	山王島	105	氾濫原	噴砂	のり尻, 堤内地	旧河道	広域地下水の影響あり, 常襲
S58.9	右岸	54.0	山王島	65	氾濫原	漏水のみ	のり尻, 堤内地	旧河道	広域地下水の影響あり, 常襲
S58.9	左岸	54.0	吉島	5	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道付近	常襲型漏水
S58.9	左岸	55.0	飯田	290	氾濫原	漏水のみ	小段, のり尻	氾濫原	堤体特殊層漏水, 常襲
S58.9	左岸	55.3	飯田	110	氾濫原	漏水のみ	小段, のり尻	氾濫原	堤体特殊層漏水, 常襲
S58.9	右岸	56.4	北相之島	165	氾濫原	噴砂	のり尻	氾濫原	
S58.9	右岸	57.0	北相之島	50	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道付近	
S58.9	左岸	57.3	津野	50	氾濫原	漏水のみ	小段, のり尻	氾濫原	
S58.9	右岸	57.6	相之島	5	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道付近	常襲型漏水
S58.9	右岸	58.1	村山下流	255	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道付近	常襲型漏水
S58.9	右岸	58.3	村山下流	100	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道付近	常襲型漏水
S58.9	右岸	58.6	村山下流	345	氾濫原	噴砂	のり尻	旧河道付近	常襲型漏水
S58.9	右岸	59.0	村山下流	50	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道付近	常襲型漏水
S58.9	右岸	59.3	村山上流	60	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道	常襲型漏水
S58.9	右岸	60.0	村山上流	60	氾濫原	噴砂	のり尻	旧河道	常襲型漏水
S58.9	右岸	60.7	福島下流	130	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道付近	常襲型漏水
S58.9	右岸	60.9	福島下流	50	氾濫原	噴砂	のり尻	旧河道付近	常襲型漏水
		22							
S57.9	左岸	25.9	戸狩	130	狭窄部	漏水のみ	のり尻	氾濫原	常襲型漏水
S57.9	左岸	29.2	常盤	260	氾濫原	漏水のみ	のり尻	氾濫原	広域地下水の影響あり, 常襲型
S57.9	左岸	30.15	中島	150	氾濫原	漏水のみ	のり尻, 堤内地	旧河道付近	
S57.9	右岸	53.25	押羽	50	氾濫原	漏水のみ	のり尻, 堤内地	旧河道	
S57.9	右岸	55.2	山王島	100	氾濫原	漏水のみ	のり尻	氾濫原	
S57.9	左岸	55.2	飯田	230	氾濫原	漏水のみ	小段, のり尻	氾濫原	堤体被覆層漏水, 常襲型
S57.9	右岸	67.4	若穂川田	230	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道付近	
S57.9	右岸	69.0	松代小島田	5	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道	
S57.9	左岸	74.8	東福寺	5	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道付近	
S57.9	左岸	75.0	東福寺	5	氾濫原	漏水のみ	のり尻, 堤内地	旧河道付近	
S57.9	左岸	75.07	東福寺	5	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道付近	
S57.9	左岸	76.05	小森	5	氾濫原	噴砂	のり尻, 堤内地	旧河道	
		12							
S57.8	左岸	67.98	真島東沖	5	氾濫原	漏水のみ	のり尻, 堤内地	旧河道付近	
S57.8	右岸	69.65	松代小島田	200	氾濫原	漏水のみ	のり尻, のり尻	旧河道	
S57.8	右岸	71.83	柴	260	氾濫原	漏水のみ	のり尻	旧河道付近	
S57.8	左岸	76.25	篠ノ井横田	260	氾濫原	漏水のみ	のり尻, 堤内地	氾濫原	
S57.8	左岸	77.24	篠ノ井横田	75	氾濫原	漏水のみ	のり尻	氾濫原	
		5							

78 箇所

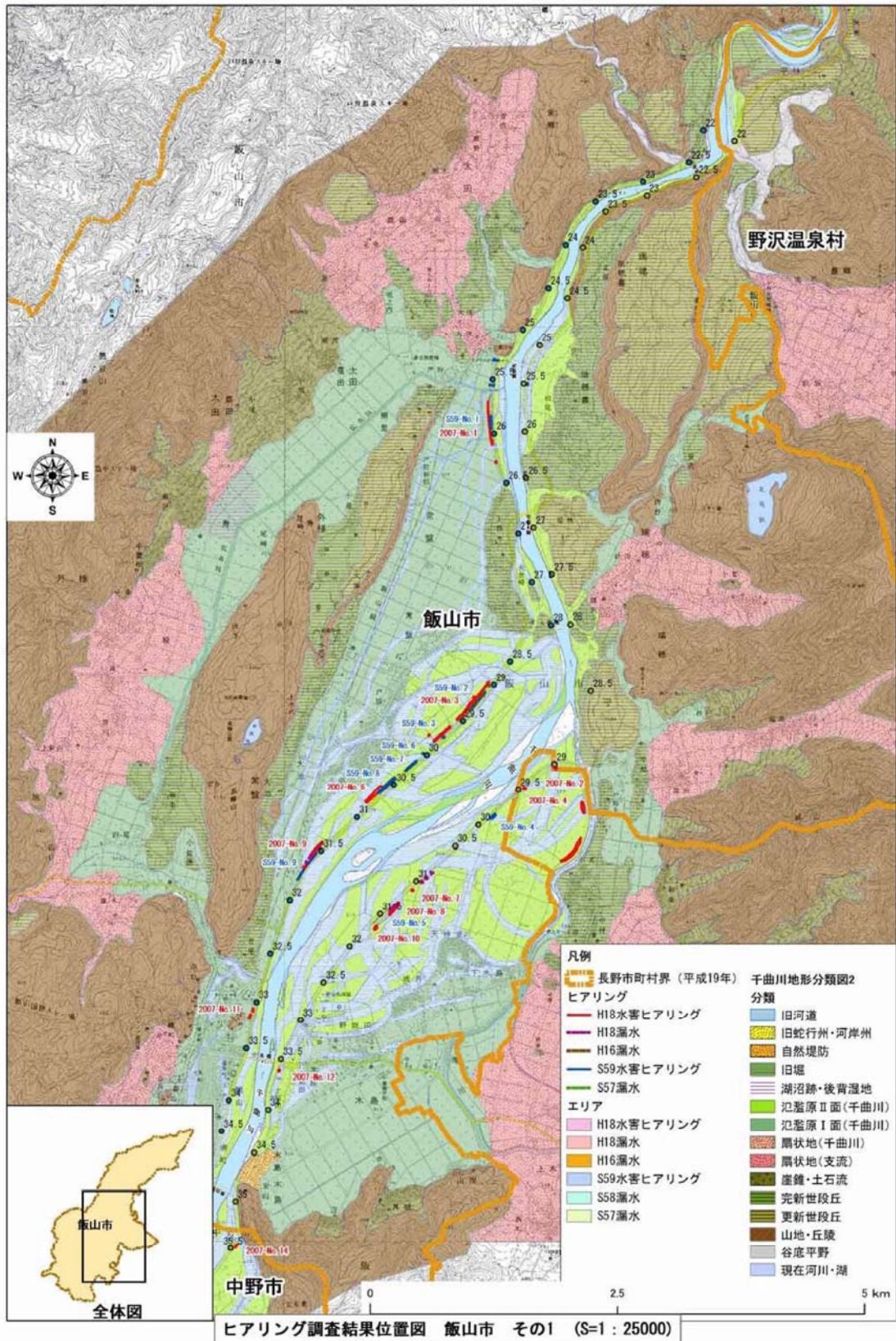


図3-2-1 調査による漏水位置と地形分類図(飯山盆地)⁶⁾

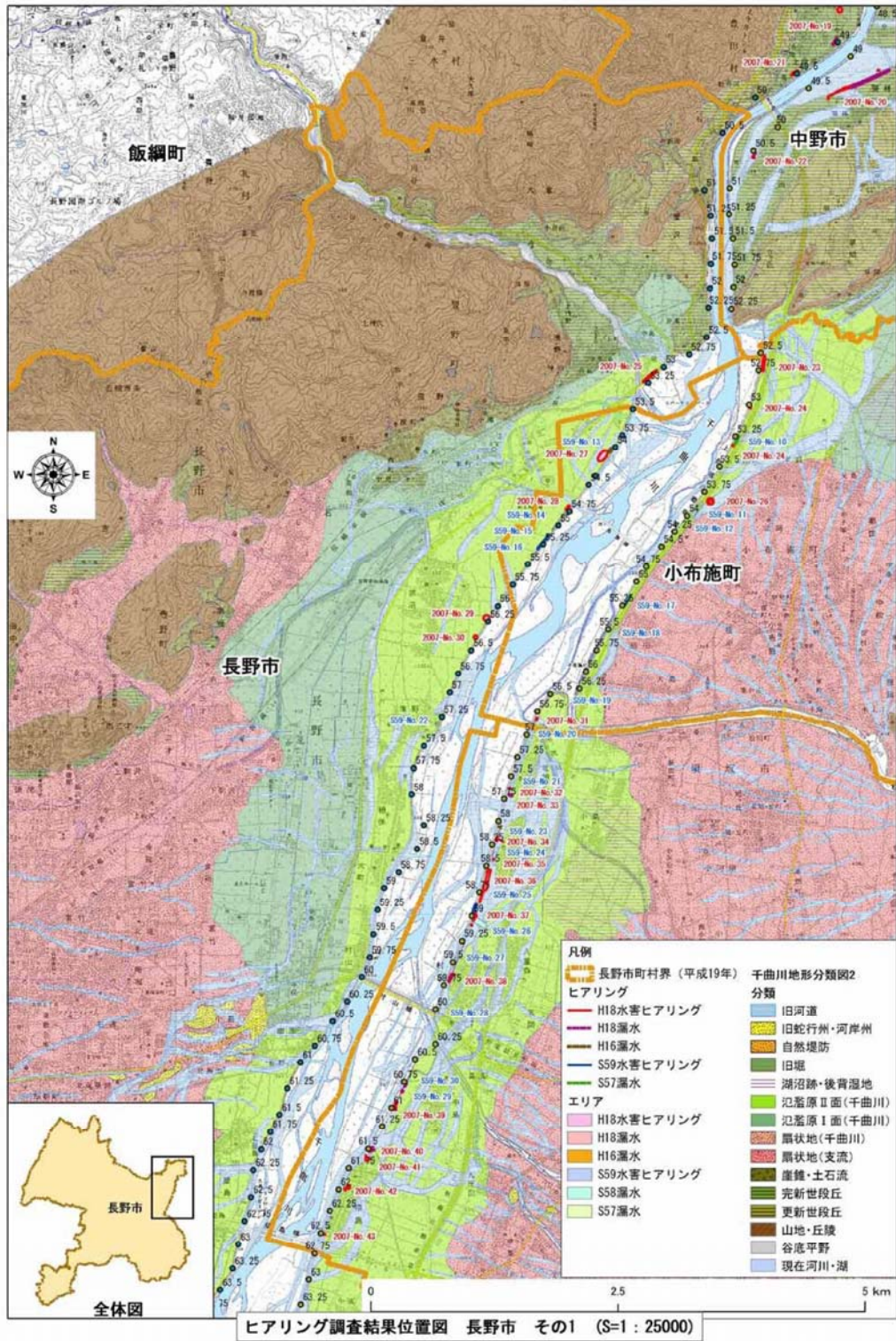


図3-2-2 調査による漏水位置と地形分類図(長野盆地)⁶⁾

2006年(平成18年7月)の洪水では、漏水発生箇所について、ボーリング調査、断面二次元飽和・不飽和浸透流解析(FEM解析)を実施し、漏水検証を行い、以下のような漏水形態の区分を行っている⁶⁾。

[漏水形態の整理]	代表的な漏水箇所
(1)堤体漏水	百々川
(2)基盤漏水	村山上流
(3)堤体被覆層による漏水	飯田
(4)狭窄部区間の漏水	大俣
(5)広域地下水の影響を受けた漏水	山王島
(6)常襲型漏水	木島

(1)堤体漏水

堤体漏水は、堤体土質が砂質土、砂礫層の透水性材料で築堤され、河川水が浸透し、主に堤防裏のり面中から浸出する漏水である。百々川地区(右岸 56.8kp 付近)では、図 3-2-3 に示すように裏のり側小段からの漏水、裏のり尻付近のり面すべり破壊、漏水が発生している。堤防スケッチ調査から、大正時代の築堤(粘土、砂質土、砂礫)に砂質土による断面拡大が行われており、砂質土、砂礫を浸透した漏水が発生したものと考えられる。

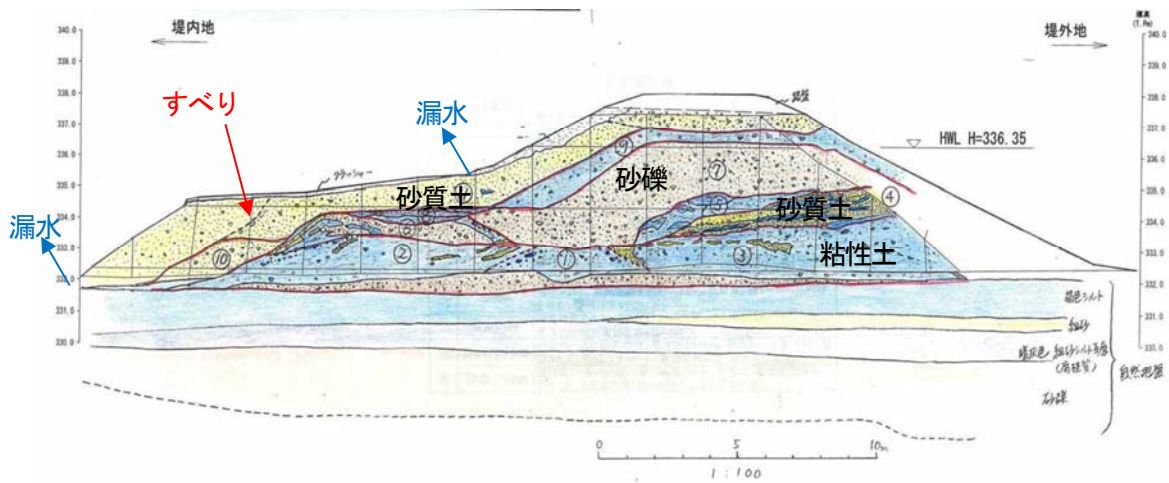


図 3-2-3 百々川地区(右岸 56.8kp 付近)の漏水位置と堤防スケッチ断面



写真 3-2-1 裏のり側の小段の漏水状況



写真 3-2-2 裏のり尻付近の漏水状況

「河川堤防の構造検討の手引き」⁷⁾に基づいた浸透流解析結果、円弧すべり計算結果では、裏のり尻付近の水平方向の動水勾配 i_h が 0.5 以上であり、堤体漏水が検証されている。すべり安全率 $F_s=1.391$ と 1.0 以上であり、すべり破壊が発生しない値となった。現状では破壊まで至っていないが、小段にクラックがあること、堤防スケッチ調査からのり尻付近にすべり面が形成されていたことから、すべりの兆候があったものと考えられる。

表 3-2-3 百々川地区の解析結果

解析断面	動水勾配	盤ぶくれ	すべり破壊	
	i_h	G/W	裏のり	表のり
スケッチ断面	0.557	0.852	1.391	1.222
照査基準値	$0.5 < i_h$	$G/W > 1$	$1.584 \leq F_s$	$1.00 \leq F_s$

は照査基準値を満足しない項目

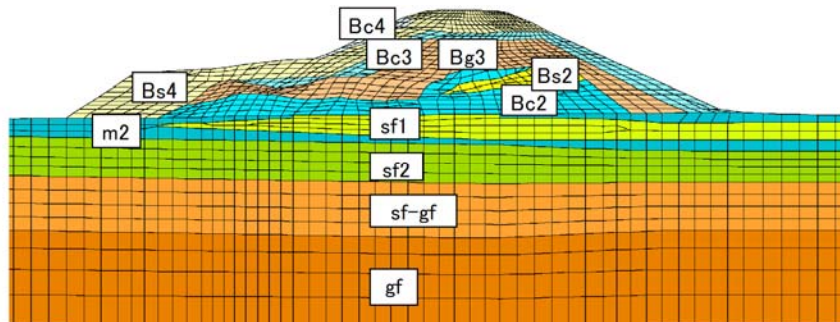


図 3-2-4 百々川地区の浸透流解析モデル

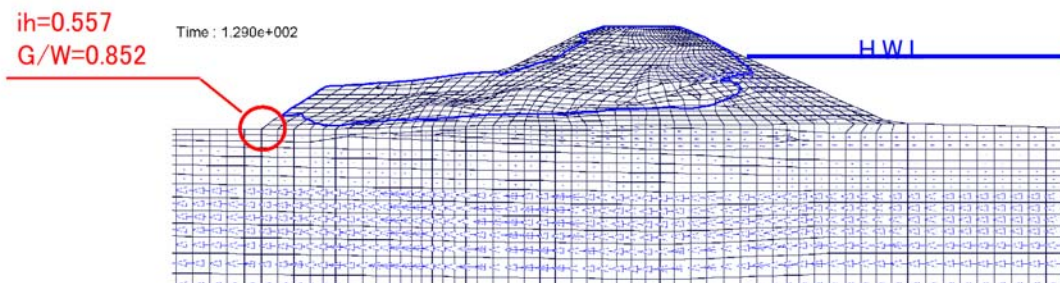
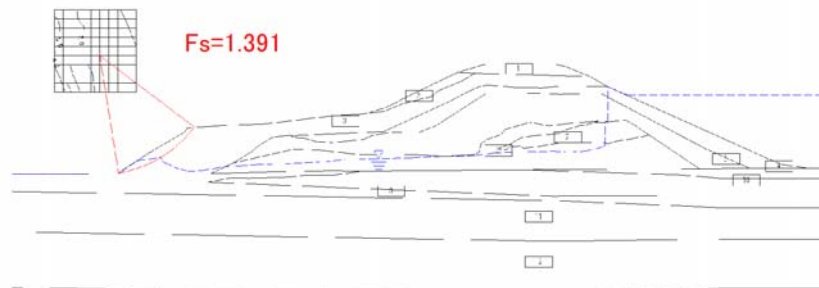


図 3-2-5 浸透流解析結果



洪水時：裏のり

図 3-2-6 円弧すべり計算結果

(2) 基盤漏水

基盤漏水は、基礎地盤に砂質土、砂礫等が分布し、河川水の上昇に伴い、基礎地盤の透水層に水圧が伝搬し、裏のり尻付近、堤内地に漏水や噴砂が発生する現象である。千曲川で見られる多くの漏水は基盤漏水である。

村山上流地区(右岸 59.6kp 付近)の地質断面図を示す。堤体土質は粘性土が主体(Bc1, Bc2)であり、堤体浸透の可能性は小さい。基礎地盤の砂質土(As)、砂礫(Ag)を浸透した水が漏水となっている。浸透流解析結果から盤ぶくれ破壊の判定値が $G/W=0.77$ と漏水が起こる条件となっている。

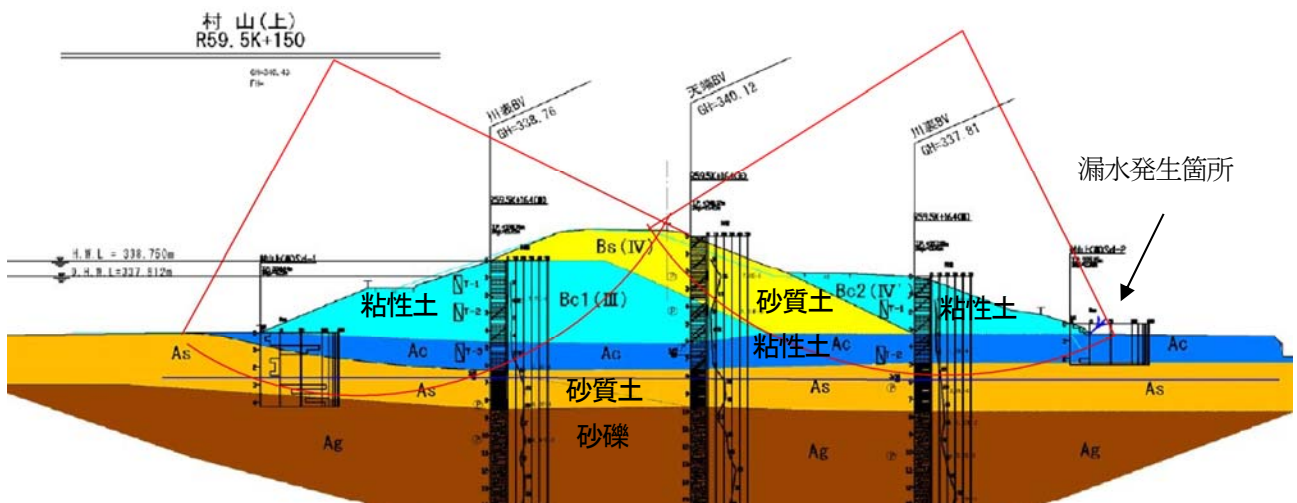


図 3-2-7 村山上流地区(右岸 59.6kp 付近)の地質断面図



写真 3-2-3 裏のり尻付近の噴砂を伴わない漏水状況(千曲川河川事務所資料)

(3) 堤体被覆層による漏水

飯田地区(左岸 54.8kp 付近)では、小段下ののり面及びのり尻から漏水が発生している。ボーリングデータ調査から堤体と基礎地盤の境界に砂礫層の分布が確認されている。対岸の百々川地区の堤防スケッチ調査でもこの砂礫層が確認されており(図 3-2-3)、堤体直下全体に分布しているものと考えられる。この漏水は、砂礫を通して発生しているものと考えられる。このような漏水は、薄層のため、現場透水試験では透水係数が得ることができず、浸透流解析では再現できない。砂礫(Ag1)の透水係数を $k=1 \times 10^{-3} \text{m/s}$ 程度に設定することで漏水の発生を見ることが出来る。

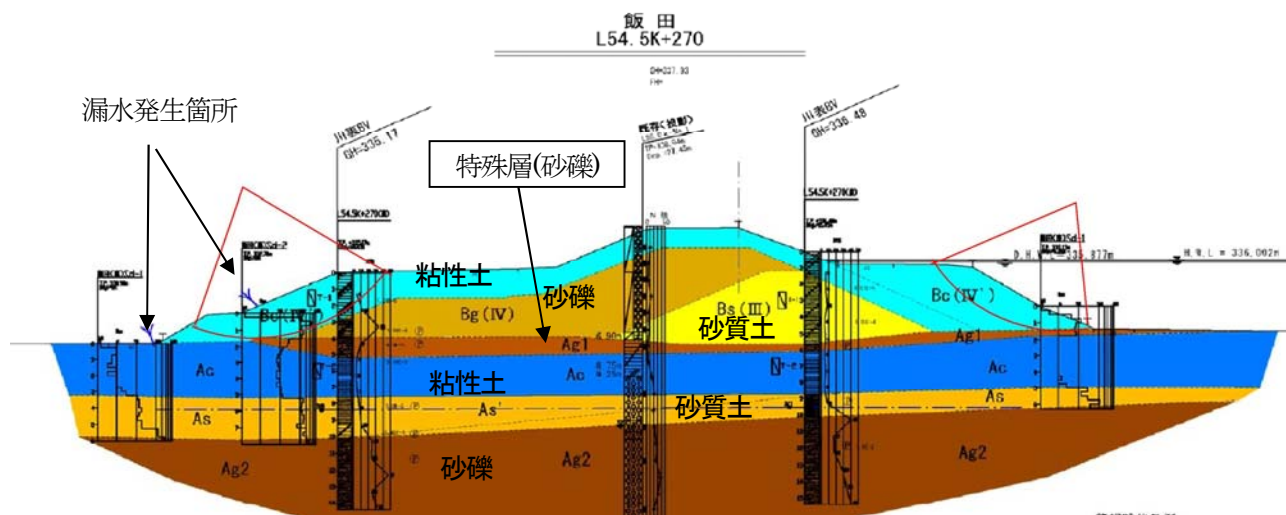


図 3-2-8 飯田地区(左岸 54.8kp 付近)の地質断面図と漏水発生位置



写真 3-2-4 飯田地区の噴砂を伴わない漏水状況(千曲川河川事務所資料)

表 3-2-4 飯田地区の解析に用いた土質定数

区分	層番号	土質	飽和単位 体積重量	湿潤単位 体積重量	内部摩擦角	粘着力	透水係数
			(kN/m ³)	(kN/m ³)	(度)	(kN/m ³)	(cm/s)
堤体	Bc	粘性土	19.5	19.1	0	25.7	2.5E-04
	Bg	礫質土	20.7	19.5	30.9	1	8.5E-03
	Bs	砂質土	19.8	16.9	27.9	10.8	1.6E-02
基礎地盤	Ag1	礫質土	20.7	19.5	28.4	0	1.0E-01
	Ac	粘性土	17.5	17.3	0	49.3	1.0E-05
	As'	砂質土	-	18	28.2	0	5.4E-03
	As	砂質土	-	18	28.2	0	2.2E-04
	Ag2	礫質土	-	21	39.5	0	1.9E-02

築堤施工した大正期は、築堤材料の運搬はトロッコで行われており、トロッコ線路敷設の不陸調整等に対して砂礫等を被覆したと思われる。



写真 3-2-5 トロッコによる新堤工事(大正 13 年 豊洲村)「信濃の巨流 千曲川」⁸⁾

(4) 狭窄部区間の漏水

千曲川の大俣地区(右岸 47.9kp 付近)は、かつての旧河道を明治3年~5年の新河道の掘割り工事³⁾によって人工的に埋め立てられた部分である。ボーリング調査結果から、粘性土の層厚が5m程度あり、浸透流解析では、この漏水を再現できていない。ボーリングコアをみると、埋め立てられた粘性土は不均質で、亀裂質であり、軟弱な部分や堤体の下面の不整合砂礫等を介して基盤漏水が発生したものと考えられている。

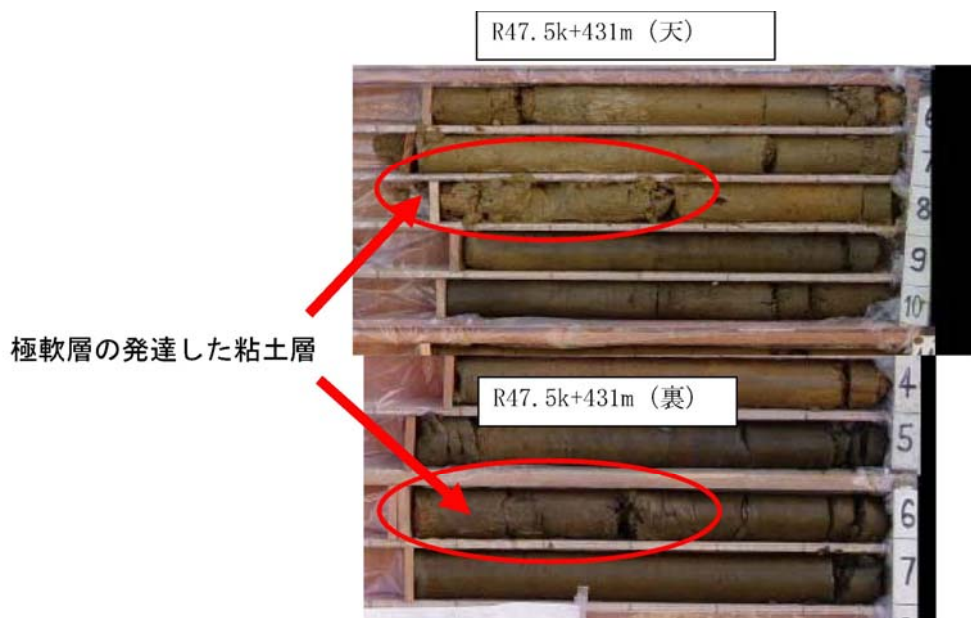
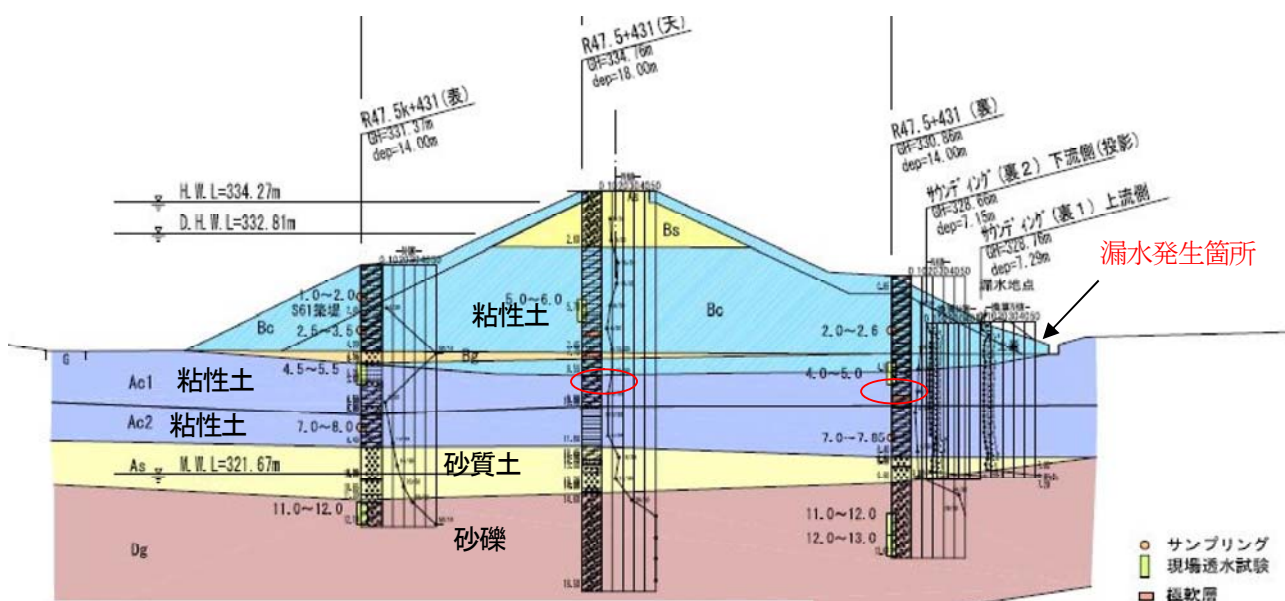


図3-2-9 大俣地区(右岸 47.9kp 付近)の地質断面図とボーリングコア状況⁹⁾



写真 3-2-6 大俣地区の噴砂を伴わない漏水状況(千曲川河川事務所資料)

(5) 広域地下水の影響を受けた漏水

山王島地区(右岸 53.8kp 付近)では、堤防法先から約 100m も離れた位置で漏水が発生している。「河川堤防の構造検討の手引き」に準じたモデル範囲で境界条件の固定水位を地表面-0.5m にした場合での浸透流解析は、漏水現象を再現することはできない。扇状地の地形を反映させ、地下水の広範囲モデルを作成し、境界水位を設定することで漏水現象を説明している。このように背後に支川が合流するような箇所では、図 3-2-10 に示すように河川水と背後からの広域地下水の影響と 2 つの影響を受けて漏水が発生したものと考えられる。

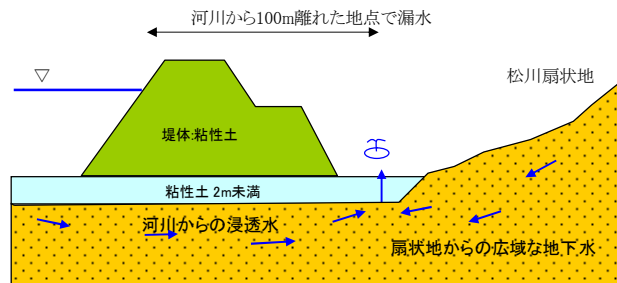


図 3-2-10 山王島地区の漏水発生概要⁶⁾

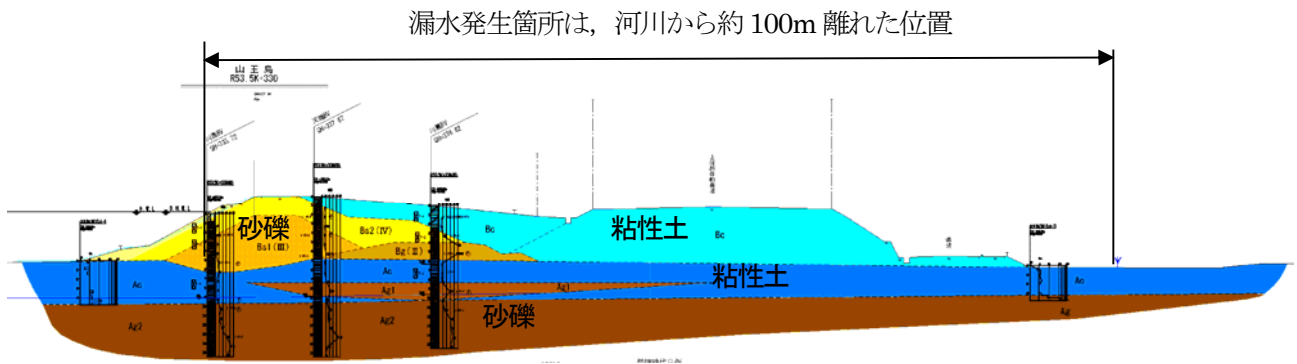


図 3-2-11 山王島地区(右岸 53.8kp 付近)の地質断面図と漏水発生位置

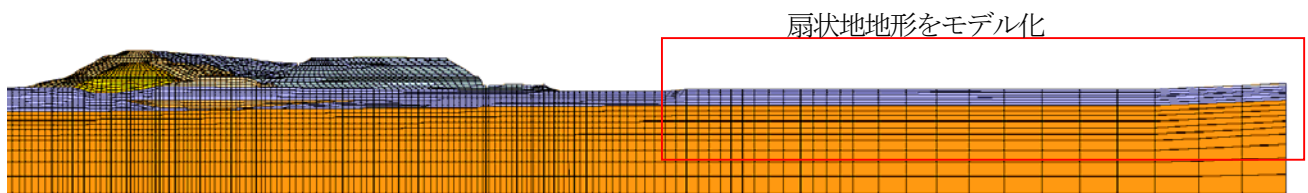


図 3-2-12 山王島地区の漏水再現に用いた浸透流解析モデル



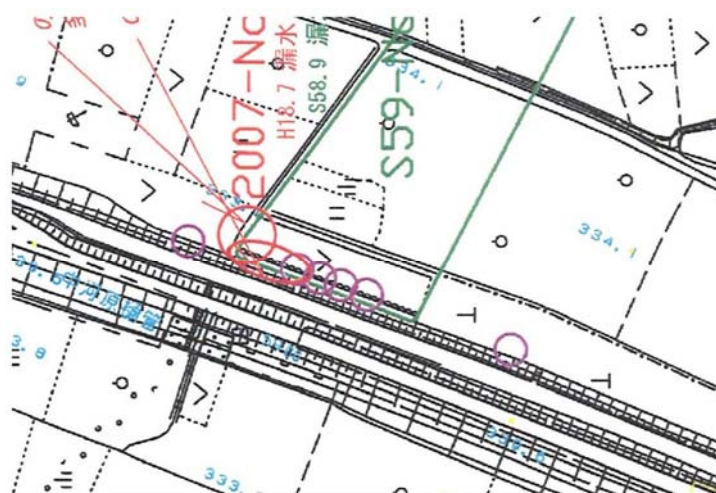
写真 3-2-7 山王島地区の漏水(漏水、少量噴砂) 状況(千曲川河川事務所資料)

(6)常襲型漏水

過去の出水によって漏水が何回か発生したもので、基礎地盤の浸透破壊進行し、水みちができ漏水が発生しやすいと考えられるタイプである。表 3-2-5 に常襲型漏水の発生時期と漏水形態を示した。初回の漏水発生で漏水のみの現象で、次出水で噴砂となるタイプが多い。初回で噴砂が発生する箇所は、次出水においても噴砂が発生する箇所が多い。飯田地区は堤体特殊層での常襲型漏水箇所である。吉島地区は、飯田地区の直下流に位置する。

表 3-2-5 常襲型漏水の履歴と漏水形態

左右岸	地区名	距離	漏水発生時期と漏水形態						備考
			漏水発生時期	漏水形態	漏水発生時期	漏水形態	漏水発生時期	漏水形態	
左岸	常盤	29.1kp	S57.9	漏水のみ	H16.10	噴砂	H18.7	噴砂	広域地下水の影響タイプ
右岸	木島	31.4kp	S58.9	噴砂	H18.7	噴砂	H25.9	漏水のみ	広域地下水の影響タイプ
左岸	中島	30.5kp	S57.9	漏水のみ	S58.9	噴砂	H18.7	漏水のみ	
左岸	下河原	31.6kp	S58.9	漏水のみ	S60.7	漏水のみ	H18.7	漏水のみ	
左岸	蓮	37.5kp	H16.10	噴砂	H18.7	噴砂			
右岸	山王島	53.75kp	S58.9	噴砂	H18.7	噴砂			
左岸	吉島	54.0kp	S58.9	漏水のみ	H16.10	漏水のみ			飯田地区の直下流
左岸	飯田	54.9kp	S58.9	漏水のみ	H18.7	漏水のみ			堤体被覆層の漏水
右岸	村山(下)	58.2kp	S58.9	漏水のみ	H16.10	漏水のみ			
右岸	村山(下)	59.0kp	S58.9	漏水のみ	H18.7	噴砂			
右岸	福島(下)	61.0kp	S58.9	漏水のみ	H16.10	漏水のみ	H18.7	噴砂	



- 昭和58年漏水箇所
- 平成16年漏水箇所
- 平成18年漏水箇所

図 3-2-13 村山下流地区(右岸 59.0kp 付近)の漏水発生位置

村山下流地区(右岸 59.0kp 付近)では、図 3-2-14 に示すように川裏のり尻付近のリリーフウェル工施工時の試掘調査において、過去の漏水によって発生したと考えられる噴砂痕跡が基礎地盤中に確認されている。これらの漏水は、低い河川水位でも発生する場合があります、浸透流解析では再現ができない場合がある。

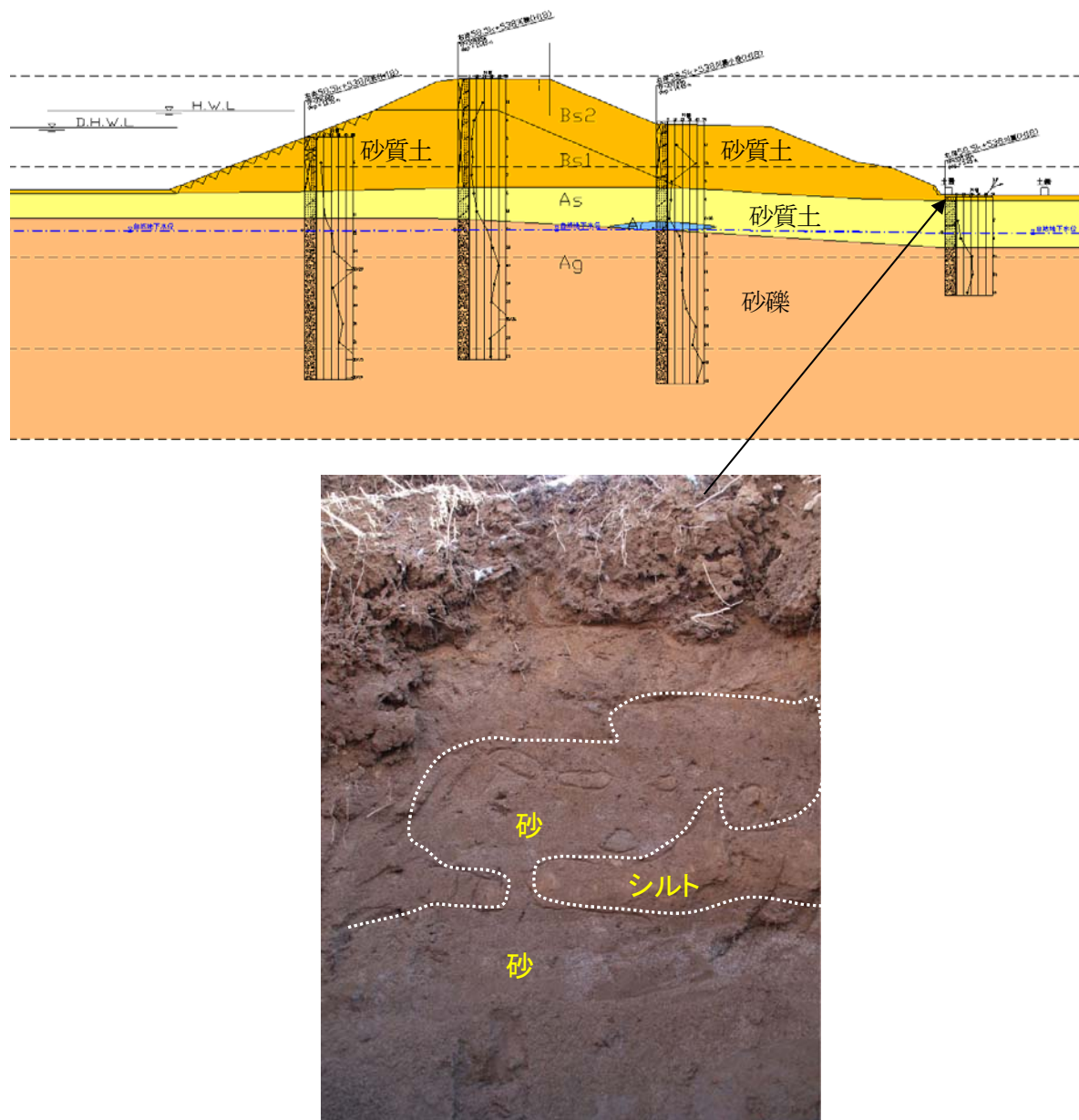


図 3-2-14 村山下流地区(右岸 59.0kp 付近)の堤防土質モデルと試掘調査で確認された噴砂跡⁶⁾

【まとめ】

千曲川で発生する基盤漏水は、ほとんどが旧河道付近で発生しており、浸透流解析で再現可能であるが、狭窄部区間の漏水や広域地下水の影響を受けた漏水、常襲型漏水の再現はできない場合がある。これらの現象を再現するためには詳細な調査や広範囲での地下水状況、地盤状況の把握が必要である。そのためには大掛かりな調査を要するため、効率的に弱点箇所を抽出する方法を見出す必要があり、以降の章で旧河道の調査方法、旧河道の影響検討を行い、基盤漏水箇所の抽出方法を検討する。

表 3-2-6 漏水タイプと浸透流解析による再現性

漏水タイプ	漏水発生箇所	FEM解析の再現性	備考
(1)堤体漏水	主にのり面で発生	○	
(2)基盤漏水	のり尻～堤内地	○	
(3)堤体被覆層の漏水	のり尻付近	△	特殊層の透水係数の把握が重要
(4)狭窄部区間の漏水	旧河道上	×	
(5)広域地下水の影響を受けた漏水	のり尻～堤内地広範囲	△	背後地形のモデル化、地下水位設定で可能
(6)常襲型漏水	のり尻～堤内地	△	低い河川水位で発生する場合には再現不可

○再現可能, △条件によって再現可能, ×再現不可

【参考文献】

- 1) 社団法人 北陸建設弘済会：千曲川・犀川の地形と地質 赤羽貞幸(信州大学教育学部教授)監修, pp.11, 2002.
- 2) 国土交通省北陸地方整備局千曲川河川事務所：令和元年度 事業概要 千曲川・犀川, pp.1,2020.
- 3) 日本地形学連合[編集]：地形の辞典, pp.731-732, 2017.
- 4) 鈴木隆介著作 古今書院:建設技術者のための地形図読図入門 第1巻 読図の基本, pp.131,2004.
- 5) 社団法人 北陸建設弘済会:信濃川百年史, pp.536-554, 1979
- 6) 国土交通省北陸地方整備局 千曲川河川事務所:平成19年度千曲川堤防質的整備計画検討業務報告書, 2007.
- 7) 財団法人 国土技術研究センター：河川堤防の構造検討の手引き, 2012.
- 8) 財団法人 河川情報センター：信濃川の巨流千曲川, pp.116,2004.
- 9) 国土交通省北陸地方整備局 千曲川河川事務所：平成 18 年度千曲川下流堤防漏水対策工検討業務報告書, 2006.

第4章 地形・地質分布図の作成と堤防基盤漏水発生位置

洪水氾濫リスクを考える上では、堤体及び基礎地盤の浸透を一体的に捉えていく必要がある。堤防弱点箇所に関する既往の研究では、福岡らが示す堤防脆弱性指標 t^* で堤体漏水や破壊を説明することが可能であるが、基盤漏水の研究は堤防模型実験を用いて水みちの形成等のパイピング変形を主体としたもので課題は多い。福岡¹⁾が堤体浸透破壊に示したように堤防基礎地盤においても、洪水位による浸透のしやすさを示すことで破壊プロセスを説明し、基礎地盤の変形、破壊に至る兆候をつかむことが必要と考える。第3章の千曲川の浸透流解析では再現が困難な漏水形態があり、周辺地形との関係、地下水との関係、表層土質構成等を考慮した詳細な分析が必要である。

堤防弱点箇所の抽出では、1~2km と広間隔でのボーリングデータと 200m 間隔の堤防横断図から求めている。基礎地盤の表層土質構成は、佐々木、品川ら²⁾の研究でも地形分類が表層土質を反映していることを示しており、基盤漏水における詳細な弱点箇所の抽出を行うためには、地形分類ごとの評価を行うことが重要である。千曲川の基盤漏水発生位置は、堤防と旧河道との交差部で発生している箇所が多いが、すべての旧河道で発生しているわけではないので、漏水を起こす旧河道の特性を調べる必要がある。既往の治水地形分類図には、旧河道の分布が明瞭か不明瞭の区分でしか示されておらず、どのように旧河道が形成されたのか、周辺地形(支川)の影響はあるのかなどを読み取ることが困難である。

本章では、千曲川の氾濫原河道について詳細な旧河道分布を示す地形・地質分布図を作成し、旧河道の形成過程を読み取り、旧河道の特性(形状、連続性、交差状況)を調べ、漏水が表層土質構成、地下水、堤防との交差状況とどのような関係にあると漏水が現れるかを検討する。

4.1 旧河道分布図の作成

治水地形分類図(更新版:平成 27 年 8 月)は、河川の計画、管理、洪水や地震のハザードマップ作成の基礎資料、液状化地域の推定、自然環境調査等のために作成されたものであり、同図上では旧河道は、明瞭か不明瞭かで区分されている。明瞭な旧河道は、比高や河道形状の形態が見られるものであり、不明瞭な旧河道は、比高は判別できないが、土地の状況等から旧河道が見られる。

基盤漏水発生箇所と旧河道の関係を検討するためには、現在の河道と旧河道との関係がどのようになっているかを把握することが重要であり、河道形成過程を考慮して読み取った旧河道分布から影響のありそうな旧河道を判別する。河道形成過程を把握するためには、河川が流れる平野、盆地、谷底平野がどのように形成されたかを把握することが重要であり、国立研究開発法人産業技術総合研究所の地質調査総合センターが発行する「地質図」³⁾に示された断層、向背斜軸等を加えることで地盤の沈下、隆起が読み取れ、河道の変遷を推測することができる。また、古地図等の文献資料を整理することで当時の河川がどの部分を流れていたかを把握することが可能である。研究流域である千曲川、梯川では明治期の河川改修図面や古地図等の文献資料が多く残されており、旧河道分布図の作成において重要な資料となる。

ここでは、図 4-1-1 に千曲川の旧河道分布図の作成の流れを、表 4-1-1 には作成に用いた既存資料を示す。

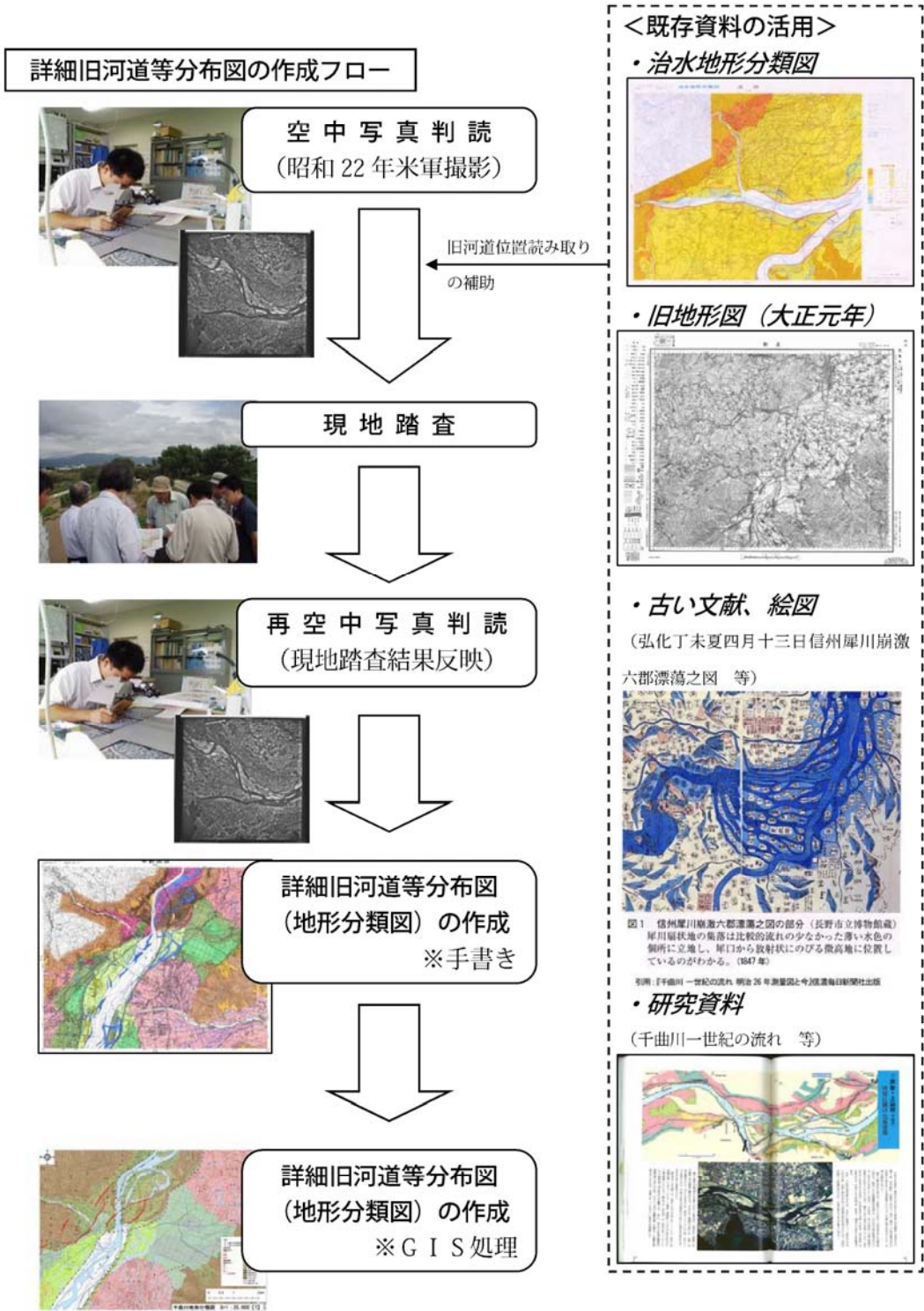


図 4-1-1 旧河道分布図の作成の流れ

表 4-1-1 既存資料一覧表(千曲川)

	資 料 名	作 成 年 月		所蔵場所、作者等
1	治水地形分類図	昭和51年	1976年	国土地理院
2	空中写真	昭和22年	1947年	米軍撮影
3	迅速図	大正元年	1912年	大日本帝國 陸地測量部
4	明治26年測量図と平成10年測量図の重ね合わせ図	(年代不明)	(年代不明)	千曲川河川事務所
5	千曲川・犀川写真集	平成20年	2008年	千曲川河川事務所
6	「千曲川 一世紀の流れ」	平成15年	2003年	千曲川・犀川治水史研究会
7	『千曲川瀬直しにみる村人の暮らし』	平成6年	1994年	篠ノ井公民館東福寺分館発行
8	『寛保2年の千曲川大洪水「戌の満水」を歩く』	平成14年	2002年	信濃毎日新聞社出版局編・千曲川工事事務所協力
9	『国立歴史民族博物館研究報告第96集』平川南編	平成14年	2002年	白居直之
10	信濃国/大地震 火災水難地方全図	弘化4年	1847年	稲荷山宮匠編刊。 ※信州大学附属図書館の松本女子師範学校郷土資料データベースHPよりダウンロード可能
11	弘化丁未夏四月十三日信州犀川崩激六郡漂蕩之図	弘化4年	1847年	長野市立博物館に常設展示されている。また、筑波大学附属図書館HP(平成16年度科学研究費補助金の交付により作成した古絵図資料データベース)でも閲覧可能。
12	信濃国地震大絵図	弘化4年	1847年	日本地震学会広報誌「ないふる」No.37(2003年)
13	天保国絵図信濃国	天保6～9年	1835～1838年	国立公文書館HPのDigital Galleryで閲覧可能
14	信州海津城ノ図	(年代不明)	(年代不明)	筑波大学附属図書館HP(平成17年度科学研究費補助金の交付により作成した古絵図資料データベース)にて閲覧可能
15	信州松代城	(年代不明)	(年代不明)	筑波大学附属図書館HP(平成17年度科学研究費補助金の交付により作成した古絵図資料データベース)にて閲覧可能

■空中写真判読

空中写真の判読は、地盤改変が少ない昭和 22,23 年の米軍による撮影写真を用いる。写真 4-1-1 のように空中写真 2 枚を並べ立体鏡(双眼鏡倍率 3 倍, 双眼鏡視野 70mm)により立体視することにより高低差を読み取る。広域的な地形をまず読み取り, 千曲川周辺では盆地と山地を区分し, 盆地内には山地間から流れ出た扇状地の地形を区分する。その次に千曲川沿いに発達する平坦面を立体鏡により高さの違いから上位の平坦面, 下位の平坦面と大きく 2 つの平坦面に区分する(氾濫源 I 面, II 面)。

その次に, 扇状地, 氾濫源の中の旧河道を読み取る。扇状地面の旧河道は, 扇頂を中心にして河川が放射状に流れ網目状に細かく分岐した流路形態となり, 点在する集落の間を流れる。旧河道と集落には高低差があり, この網状に発達した低地部分を立体鏡から読み取る。氾濫源の旧河道は, 扇状地に比べ河幅が大きくなり, 屈曲も大きくなるのが特徴である。氾濫原における旧河道は, 表 4-1-2 の写真判読のカギ 4 を参考に判読していく。図 4-1-2 に空中写真から判読した千曲川の旧河道分布図を示す。河川沿いに三日月形をした低地が分布しており, 昭和 22,23 年の撮影当時では水田として利用されているものが多い。写真 4-1-2 には, 立ヶ花狭窄部付近の空中写真判読で旧河道を読み取ったものである。図中に三日月状の水田が確認でき, 周辺水田は黒色を呈しており, 一方旧河道部分は暗灰色を呈している。

撮影当時に土地が改変されており, 判読できない部分では, 前後で判読した旧河道をつなぎ合わせることや古地図なども参考にして流れを追いながら旧河道分布図を作成していく。

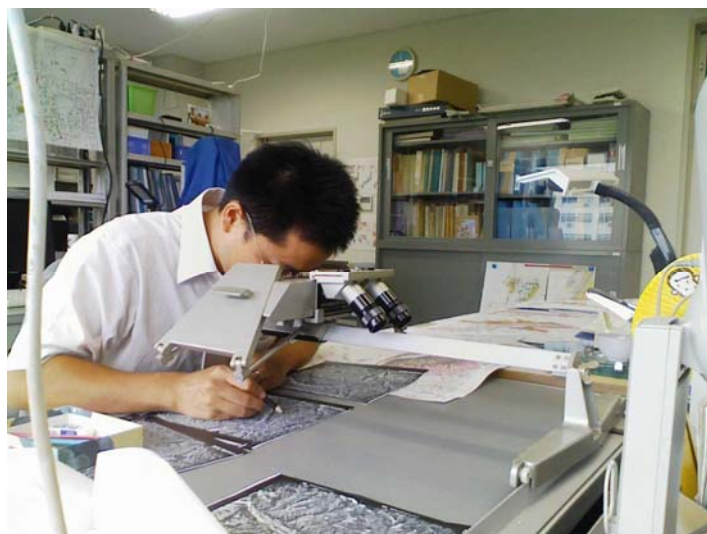


写真 4-1-1 立体鏡による空中写真判読状況



写真 4-1-2 立ヶ花狭窄部の立体鏡による空中写真判読状況

赤色で囲まれた部分が旧河道である。当時は区画整備が進んでいないため、三日月状の水田を読み取ることができる。旧河道の幅は河道の幅と同程度である。

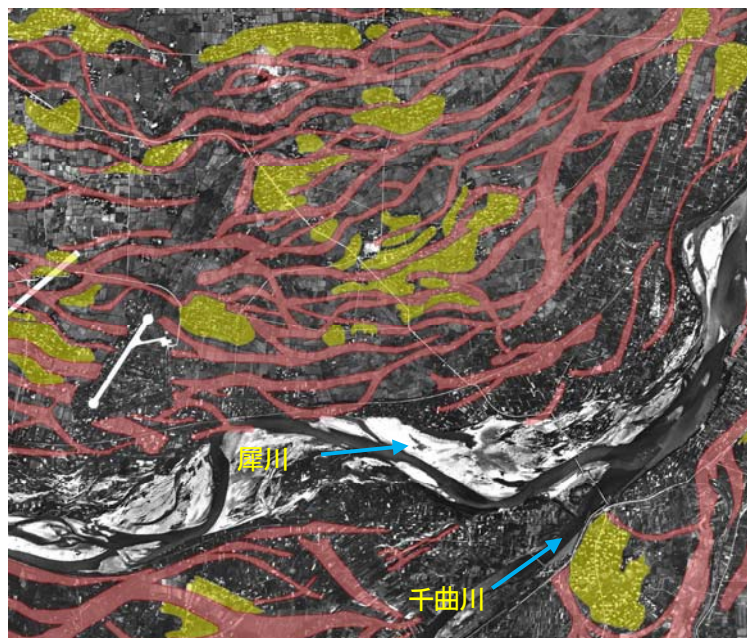


写真 4-1-3 犀川扇状地の立体鏡による空中写真判読状況

赤色で囲まれた部分が旧河道で、網状流路を呈する。黄色部分は点在型の自然堤防で微高地となっている。

表 4-1-2 地形の特徴と写真判読のカギ⁴⁾を加筆

地形分類	地形の特徴	写真判読のカギ (バンクローマチック)	勾配	主な土地利用	地下水	土地・地盤	災害の種類
河岸段丘	河道沿い平坦面と急崖により形成される段状または階段状の地形	形態(ガケと平坦面の組み合わせ)、土地利用の特徴などにより、きめの粗い例が多い	>1/1000 (段丘面)	畑, 果樹, 桑畑, 樹林, 集落	水位深く, 用水に不適。乾燥	礫・砂が主。地盤は強い	ガケ崩れ
谷底平野	小さな谷底に広がる平坦な堆積地。小規模な段丘。旧河道の発達がある。	山地・丘陵地を侵食した谷底にある平坦な地形。黒っぽく写る場合が多い	>1/1000 地域差大	水田, 畑, 果樹, 樹木	浅い。表流水あり	礫～砂・シルト	洪水・土石流・泥流
扇状地	谷の出口または合流部にできる緩傾斜地。両側に斜面・段丘などの規制がないと扇形になるが、実際には少ない。同心円状の等高線, 網状流路が特徴	谷出口付近。土地利用の特徴。表面が乾燥して白～灰色となる例が多く, きめは粗になる。網状流パターン。扇頂部の集落分布など	>1/1000 礫径に比例して急勾配	畑, 果樹, 桑畑, 樹木, 扇頂・扇端部集落分布に特徴	扇中央部では伏流して水位深い。扇端に湧水	礫・砂が主。地盤としては良。	洪水(流速速い)・土石流(扇頂付近), 泥流
自然堤防	現・旧河道に沿って発達する微高地。新しいものほど形態が認めやすい。古いものはその後の洪水に浸食されパッチ状となって残る。河道側にやや急な断面を示す	土地利用の特徴。周辺に比べ白～灰色となる。分布形態が細長くなり, 旧および現河川に平行する例が多い	1/1000～ 0.2/1000	畑, 集落, 水田地帯などでは集落の部分と一致する	周囲に比べ深い。乾燥	砂質, 砂の厚さが厚いときは強い。浅い砂の直下がシルト～粘土ならば弱い	洪水(浅い)地震(液状化)
後背湿地 旧河道	自然堤防間・段丘との間に広がる凹地, 平坦な地形。旧河道はさらに一段低い地形で, 連続性がよい	自然堤防に挟まれるようにして分布する。暗灰色～黒色できめは細かい。旧河道は帯状にのびる。土地利用に特徴	<0.5/1000	水田, 荒地, 時に沼沢地化している	地下水位浅く湿地となる	砂～シルトが主, 時に粘土質の部分	洪水(深い)地震(家屋倒壊, 液状化)地盤沈下
湿地 泥炭地	海, 湖の乾いた跡に形成される。ほとんど平坦。泥炭地は盛り上がった形を示すことがあるが分布が限定されている。三ヶ月湖跡などができる	暗灰色～黒色で, きめが細かくムラがほとんどない	<0.5/1000	荒地。そのままでは土地利用できない。土地改良後水田化している	非常に浅いが, 表面に浸出している	シルト～粘土 泥炭質土壌	洪水(深い)地盤沈下
三角洲	河口付近に広く広がる平坦な地形。起伏にとぼしく, 土地利用により堆積時原地形は不明になることが多い	灰～暗灰色で, 湿性のものほど暗い色をしている。きめは中～密となる。土地利用の特徴が大きい	<0.2/1000 ほとんど平坦面	主として水田	浅く, 表面付近まで湿潤	砂～シルト。粘土層。を部分的にはさむ。軟弱地盤	洪水(深い)地震(家屋倒壊), 液状化, 地盤沈下 津波・高潮
海岸平野	海岸線に平行する平坦な地域。背後から大きな河川の流入が少ない。浜堤列や砂丘が発達する場合もある	海岸線に平行する。灰白色を呈し, きめは細かい。浜堤のある場合などは平行して分布し, パターンに特徴がある	<0.2/1000 ほとんど平坦面	水田, 湿地, 畑, 集落(浜堤列の上)	浅い。乾燥～湿潤(塩水の侵入)	砂, シルト, 礫	津波 高潮
干拓地	干潟や浅瀬を人工的に陸化したもの。ほとんど平坦。土地造成のため盛土している場合がある	平坦で, 海岸付近に分布する。灰白色～暗灰色を示す。海底砂の粒度に応じて色に変化。きめは細かい	ほとんど平坦面	水田, 工場地帯など	浅い	砂～シルト, 粘土。軟弱地盤	津波, 高潮, 地震(家屋倒壊)(液状化)地盤沈下

(丸山裕一作成)

■旧河道の分布図の凡例

旧河道分布図の凡例は、「建設技術者のための地形読図入門」(2000.5 鈴木隆介 古今書院)³⁾及び「地形分類図の読み方・作り方」(2002.1 大矢雅彦 古今書院)⁴⁾、国土地理院治水地形分類図の凡例をもとに作成した。

旧河道

過去の河川流路の跡で、原型を留めているものの他に、空中写真や旧地形図上に存在が認められ、現在は周囲と同じに改変されているものについても表示する。

旧蛇行州・河岸州

旧河道により形成された洲。蛇行によって形成されたものは、旧水衝部に向かって、複数回に渡り段階的に成長した痕跡が認められるものもある。

自然堤防

河川の流路に沿って、その両側または片側の河畔に帯状にのびる頂部の平滑な微高地であり、大出水のたびに流路からあふれた越流（洪水流）によって、流路の外側に運ばれた砂礫や泥が堆積して形成された河成単式堆積低地である。河川の流路に沿って形成されていたことから、現在または過去の河道側の斜面が、反対側と比べて急勾配である特徴がある。

旧堀

かつての城跡の周辺等に人工的に掘られた溝状の地形。
















湖沼跡・後背湿地

自然堤防の堤内地に広がる低平地であり、自然堤防をのり越えた越流（洪水流）によって運ばれた砂や泥の堆積によって形成された河成単式堆積低地である。一つの河川の自然堤防と隣接河川の自然堤防の間、自然堤防と台地や河成段丘との間は土砂の供給が少なく、後背湿地になることが多い。

氾濫原Ⅱ面(千曲川)

氾濫原Ⅰ面(千曲川)

河川の氾濫、河道変化によってできた低平な土地。洪水時には川水に侵食される。通例は、砂礫、泥土が堆積し、壮年期以降の河川に多い。氾濫原のなかに蛇行洲、自然堤防、後背湿地などの地形が発達する。沖積平野も氾濫原に属する。

	旧河道
	旧蛇行州・河岸州
	自然堤防
	旧堀
	湖沼跡・後背湿地
	氾濫原Ⅱ面(千曲川)
	氾濫原Ⅰ面(千曲川)
	扇状地(千曲川)
	扇状地(支流)
	崖錐・土石流
	完新世段丘
	更新世段丘
	山地・丘陵
	谷底平野
	現在河川・湖



扇状地(千曲川)



扇状地(支流)

山麓の谷口を頂点として下流の低地に扇形に広がり低下する半円形ないしイチョウ葉状の平面形を持つ凹形屋根型の極緩斜面であり、河川によって掃流運搬された主として礫の堆積によって形成された河成複式堆積低地である。



崖錐・土石流

急崖等において生産された岩屑が崖の基部に堆積してつくられた円錐状の堆積地形で、同時に岩屑斜面の一種である崖錐斜面を構成する。



完新世段丘

1 万年前～現在までに形成された段丘。年代は、5 万分の 1 地質図幅（国立研究開発法人産業技術総合研究所の地質調査総合センター）による。河川の流路に沿う階段状地形で、氾濫原よりも高い位置にあるもの。



更新世段丘

180 万年前～1 万年前までに形成された段丘。年代は、5 万分の 1 地質図幅（国立研究開発法人産業技術総合研究所の地質調査総合センター）による。河川の流路に沿う階段状地形で、氾濫原よりも高い位置にあるもの。



山地・丘陵

尾根と谷で構成される地域。



谷底平野

沖積低地の一種で、幅 1～2km 以下の狭長な谷間の低平地。

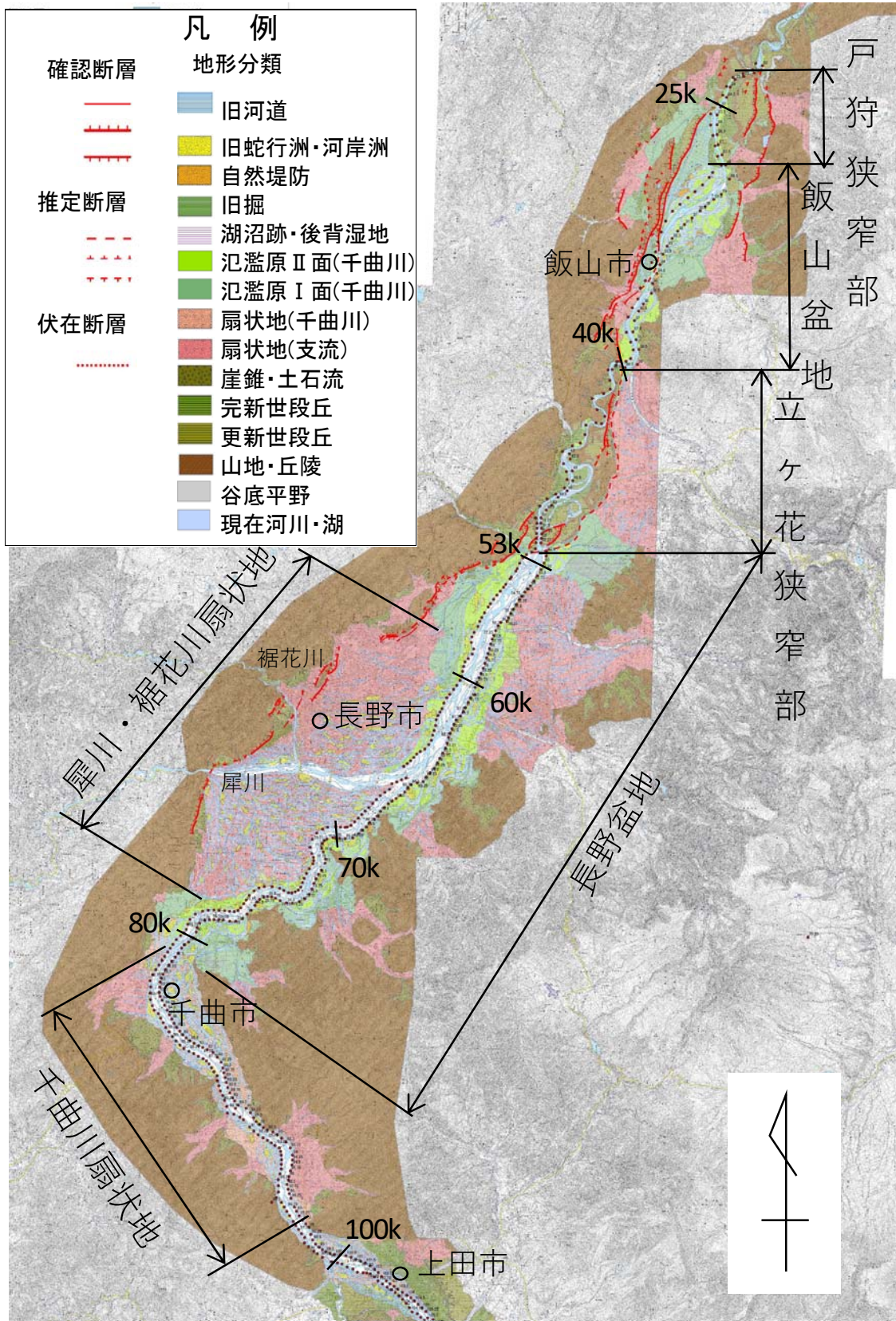


図 4-1-2 空中写真判読から作成した旧河道分布図(千曲川)

4.2 長野盆地, 飯山盆地の形成過程

(1) 盆地の形成

長野盆地および飯山盆地は、いずれもその長軸方向を北東-南西方向とする細長い盆地である。その規模は、飯山盆地は長軸方向 12km, 最大幅 5km, 長野盆地は長軸方向約 40km, 最大幅 10km である。

盆地内の標高は 300~400m であり、周辺の西部山地・河東山地の標高は 800m 前後となっている。盆地の西縁部は断層で境され、山麓は直線的な地形を形成している。一方、東縁部は、河東山地からのびる尾根の間を北から樽川、夜間瀬川、松川、百々川、保科川の扇状地が発達する。これら、東縁部の扇状地堆積物は山地側（東側）ほど古く、盆地側（西側）ほど新しく、古い時期の扇状地ほど傾斜が急である。これは、図 4-2-1 のように盆地および河東山地が、北西方向に傾く傾動運動をしているためである⁶⁾。この傾動運動は、現在も進行しており、飯山盆地北方、飯山盆地・長野盆地間はそれぞれ、戸狩狭窄区間、立ヶ花狭窄区間と呼ばれ、この区間は地盤の隆起地帯であり、河道幅が急激に狭くなる。

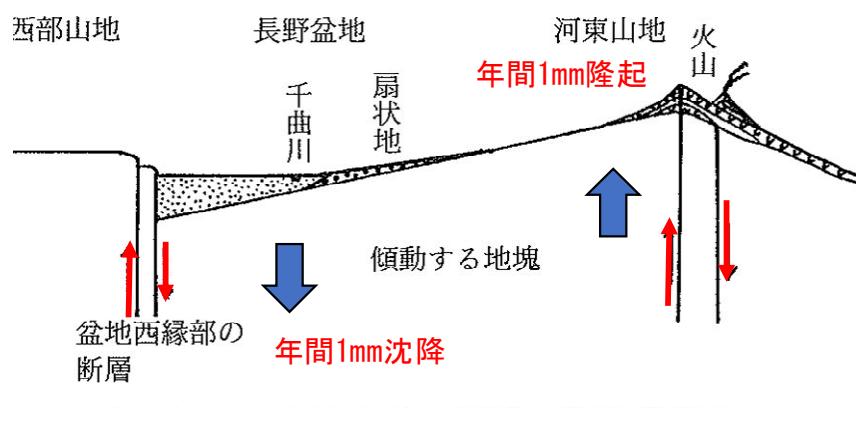


図 4-2-1 長野盆地を横断する模式断面図⁶⁾に一部加筆

(2) 盆地内の堆積物

盆地の堆積物は、長野市市街地の権堂町で調査ボーリングを行った結果、深度 765m（標高-397m）まで、砂礫層が確認された⁶⁾。その下位には豊野層が位置していると思われるが、確認されていないことから、砂礫層は非常に厚いと思われる(図 4-2-2)。

中野市南部延徳沖（後背低地）で行った調査ボーリングでは、図 4-2-3 に示すように地表から-35m に始良 Tn 火山灰層（2 万 5 千年前）を有していることから、長野盆地の沈降速度は平均 1~1.5mm/年であると算出される。また、始良 Tn 火山灰層は西側ほど深度が深くなることから、盆地内の堆積物が西に傾く傾動運動をしながら沈降していることを示している⁷⁾。



国土地理院「地理院地図」

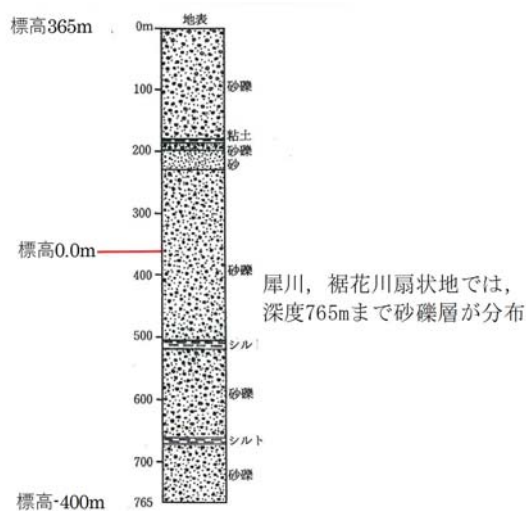
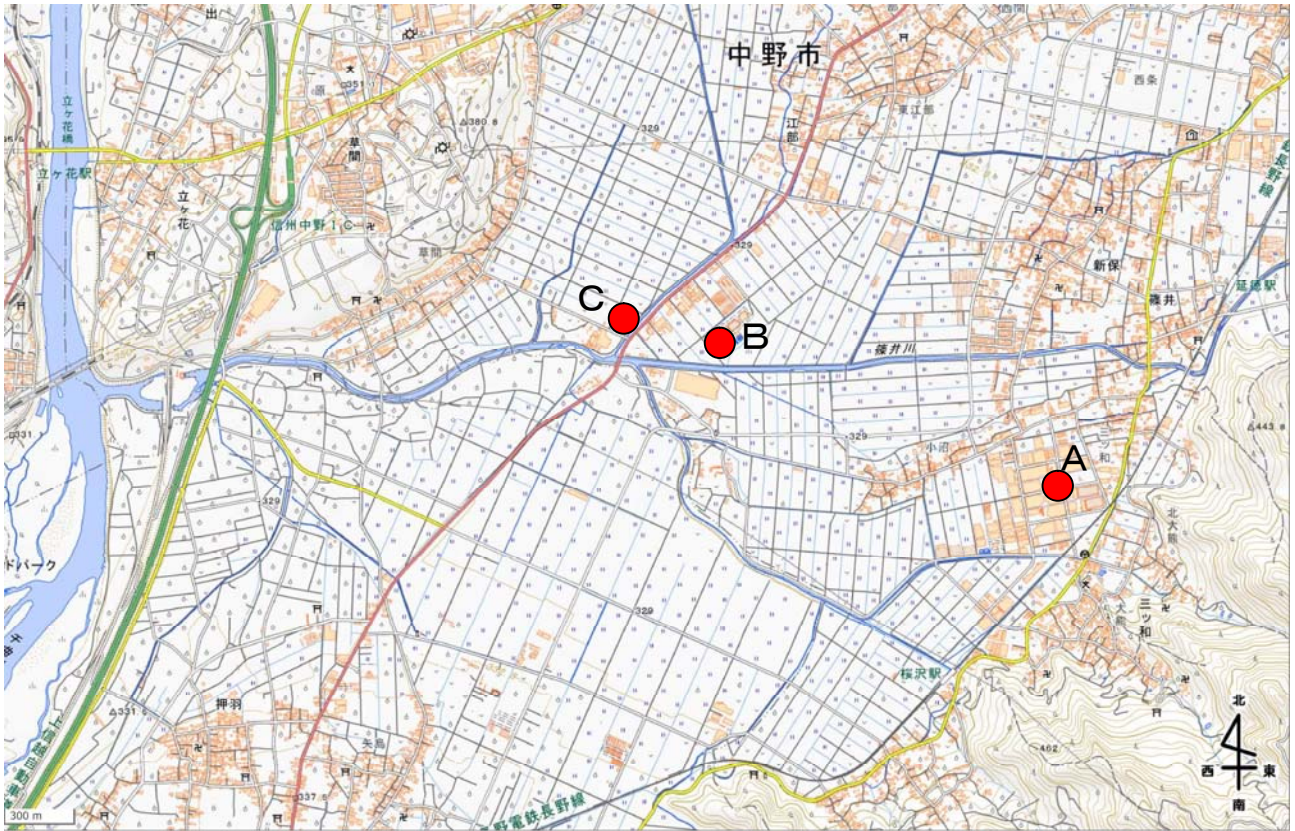
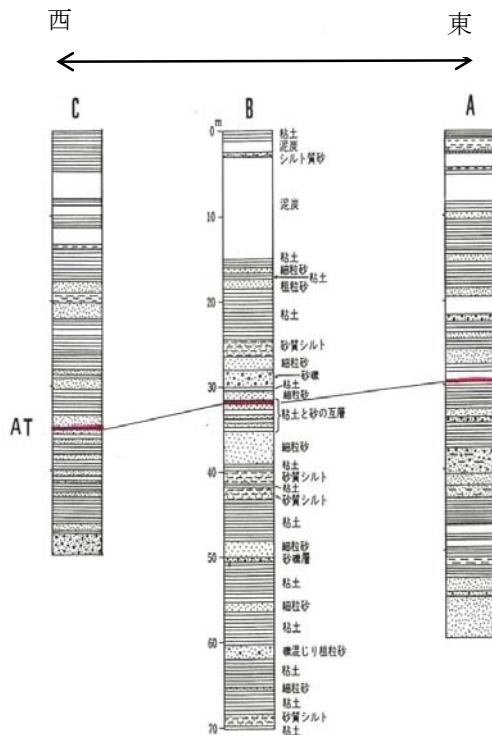


図 4-2-2 長野市権堂町でのボーリング柱状図⁶⁾



ボーリング位置図は、地理院地図より作成



始良Tn 火山灰層（2万5千年前）の深度から盆地の沈降速度は平均1~1.5mm/年と算出。

始良 Tn 火山灰

同一火山灰層が西部ほど深度が深くなることより、盆地内の堆積物が西に傾く傾動運動をしながら沈降している。

図4-2-3 中野市延徳沖でのボーリング柱状図⁷⁾一部加筆

4.3 千曲川の旧河道の形成過程と土砂の堆積構造、漏水位置との関係

空中写真判読から作成した旧河道の分布図と千曲川が流れる盆地の形成過程から、旧河道の形成過程を検討し、ボーリングデータをもとに作成した地質縦断図から、表層土質の土質構成を整理し、旧河道と漏水位置との関係を検討した。

4.3.1 千曲川扇状地

図4-3-1に示す千曲川扇状地は、80kp付近から上流の地域で次図には大正橋付近(89kp付近)から下流の旧河道分布を含めた地形分類図を示す。

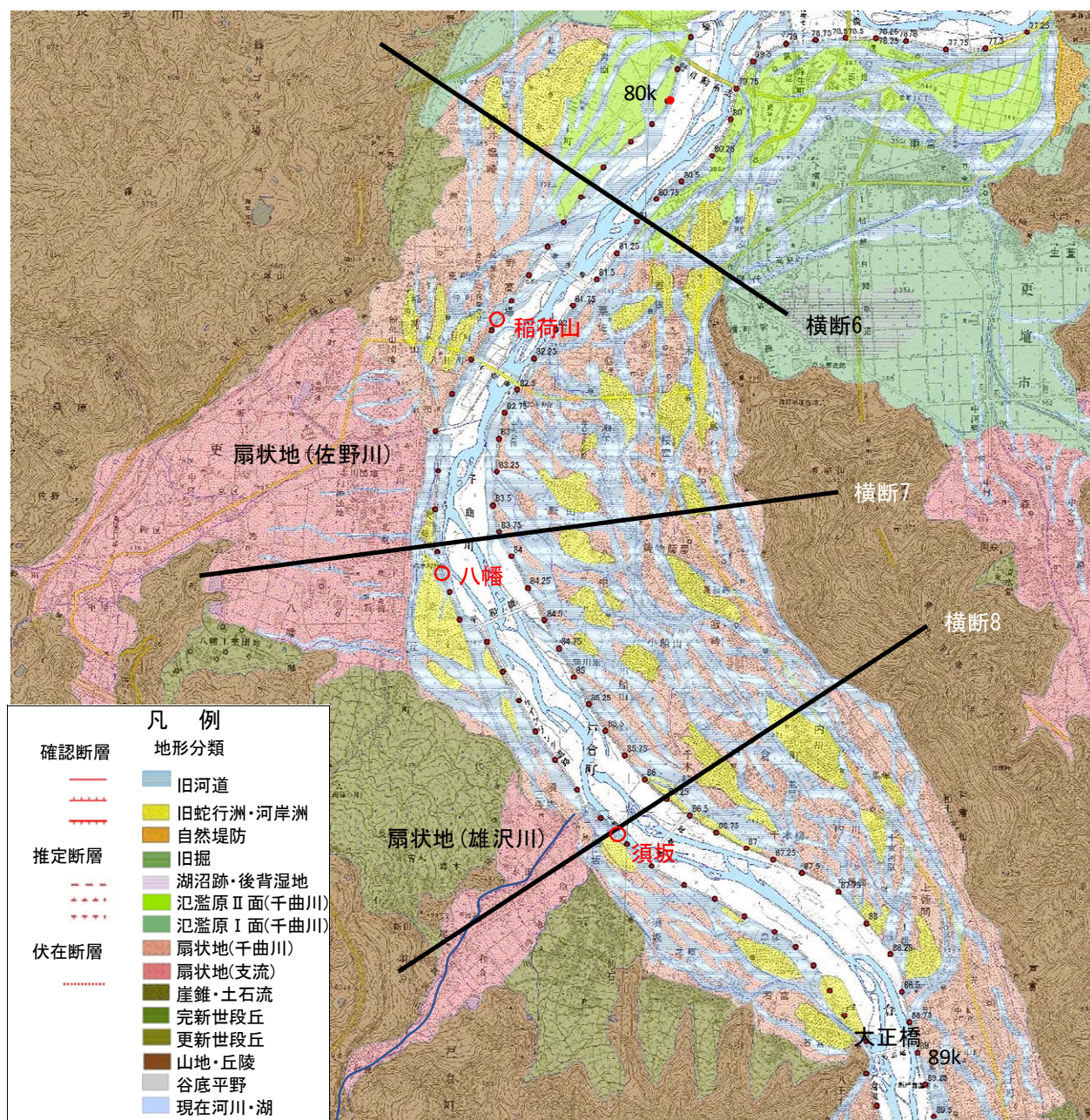


図4-3-1 千曲川扇状地の旧河道分布を含む地形分類図

a.旧河道の形成過程と形状

千曲川扇状地は、犀川・裾花川扇状地のように典型的な扇型を示しておらず、周囲の扇状地、山地に規制を受けながら細長い形状を呈している。扇状地面の旧河道を見ると網状流路を呈している。網状度は、犀川・裾花川扇状地は細かに枝状を呈しているのに対して、千曲川扇状地は自然堤防部分(黄色)、氾濫原面(ピンク色)をみてわかるように細長く分布しており網状の程度は小さい。

旧河道は、大正橋付近での旧河道形状、自然堤防形状から読み取れる。左岸側に張り出した山地部分が流れを塞ぐ形状となっており、大正橋下流では兩岸に広がるような形状がみられる。このため、過去の増水時にこの付近から河道をあふれ出すようにして旧河道が形成されたものと考えられる。信州大学の富所らによる戊の満水(1742年)の平面二次元非定常流解析による再現解析結果(堤防無し状態での解析)を図4-3-2に示す。図を見ると10年確率程度の2,700m³/sで千曲川扇状地のほぼ全体を流れていたことがわかる。

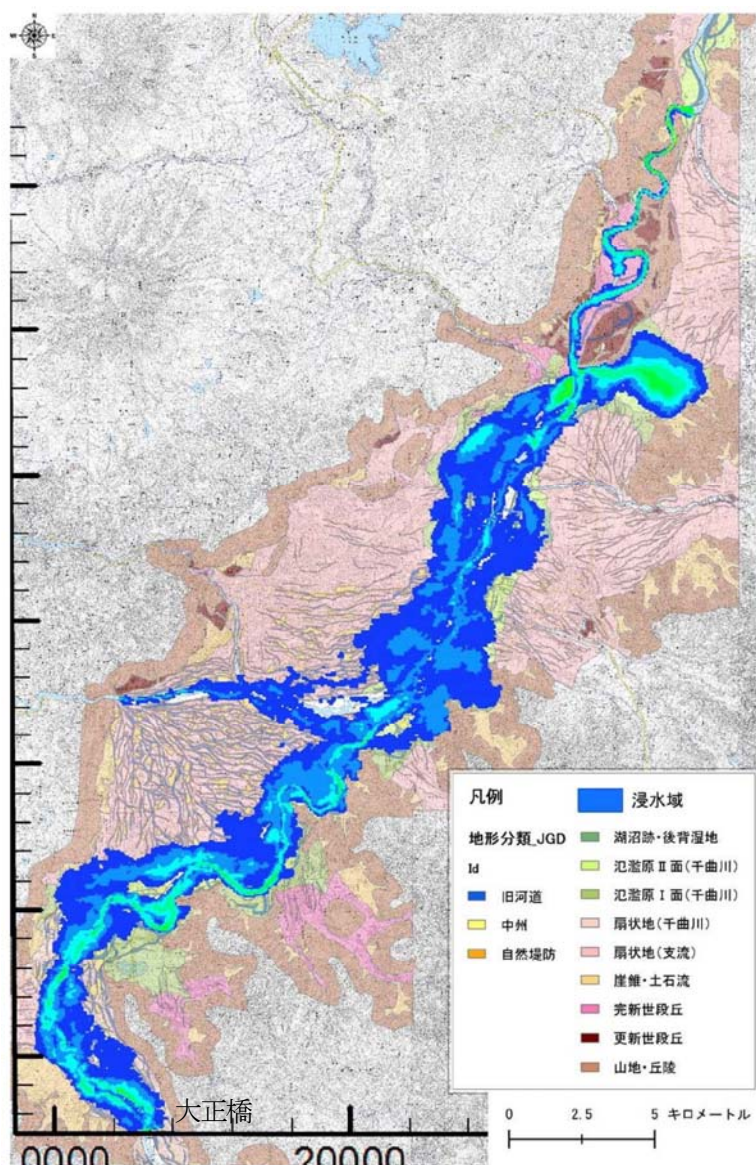


図 4-3-2 千曲川の氾濫解析結果⁸⁾

b.表層土質構成

千曲川扇状地の地質断面図を図4-3-3に示す。堤体直下の基礎地盤は全体に砂礫層が厚く分布しており、旧河道と氾濫原堆積物の土質の相違はみられない。

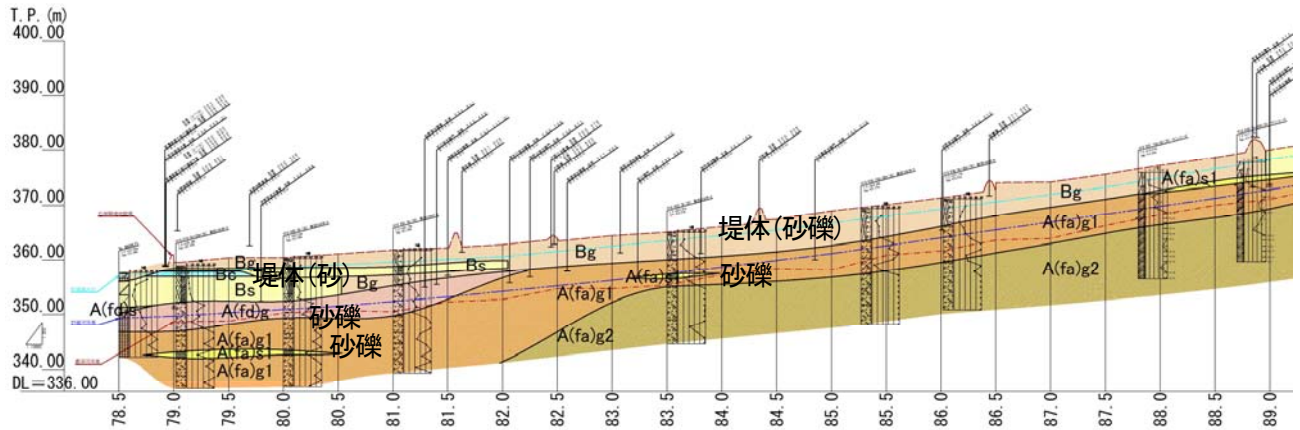


図4-3-3 千曲川扇状地の地質断面図

c.漏水発生箇所の関係

千曲川扇状地の稲荷山, 八幡(横断面図7), 須坂(横断面図8)地区では、いずれも左岸側で漏水が発生している。千曲川の河道は左岸側寄りに流れており、左岸側には扇状地が分布しており、支川との合流点付近に位置している。

漏水発生位置付近の横断面図(拡大図)をみると、右岸側の扇状地地面の高さは千曲川の河道の高さに比べ高く、河道付近が最も低くなっている。右岸側は、旧勾配の山地であり、地下水の供給は少ないものと考えられる。左岸側は支川の佐野川, 雄沢川等の扇状地からの地下水の影響を受け、漏水が発生しているものと考えられる。

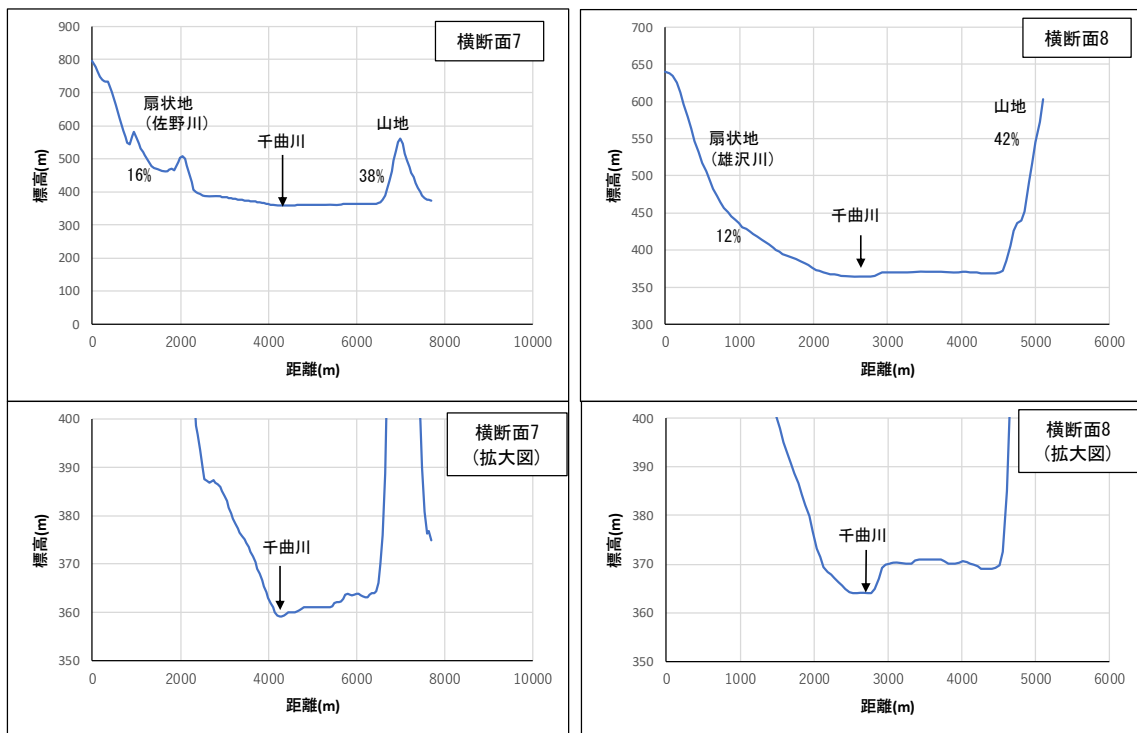


図4-3-4 千曲川扇状地の漏水発生付近の横断面図

4.3.2 長野盆地(犀川・裾花川扇状地)

a.旧河道の形成過程と形状

犀川・裾花川扇状地は、長野盆地の西縁から流れ出て典型的な扇形を呈する。裾花川は、かつては千曲川と合流していたが人為的な河川改修により犀川と合流している。このことは、扇状地に広がる旧河道の分布から犀川、裾花川とも千曲川に向かった流れを示している。扇状地の旧河道は、谷口を中心として転流を繰り返した流路に沿って旧河道が形成されたものと考えられる。

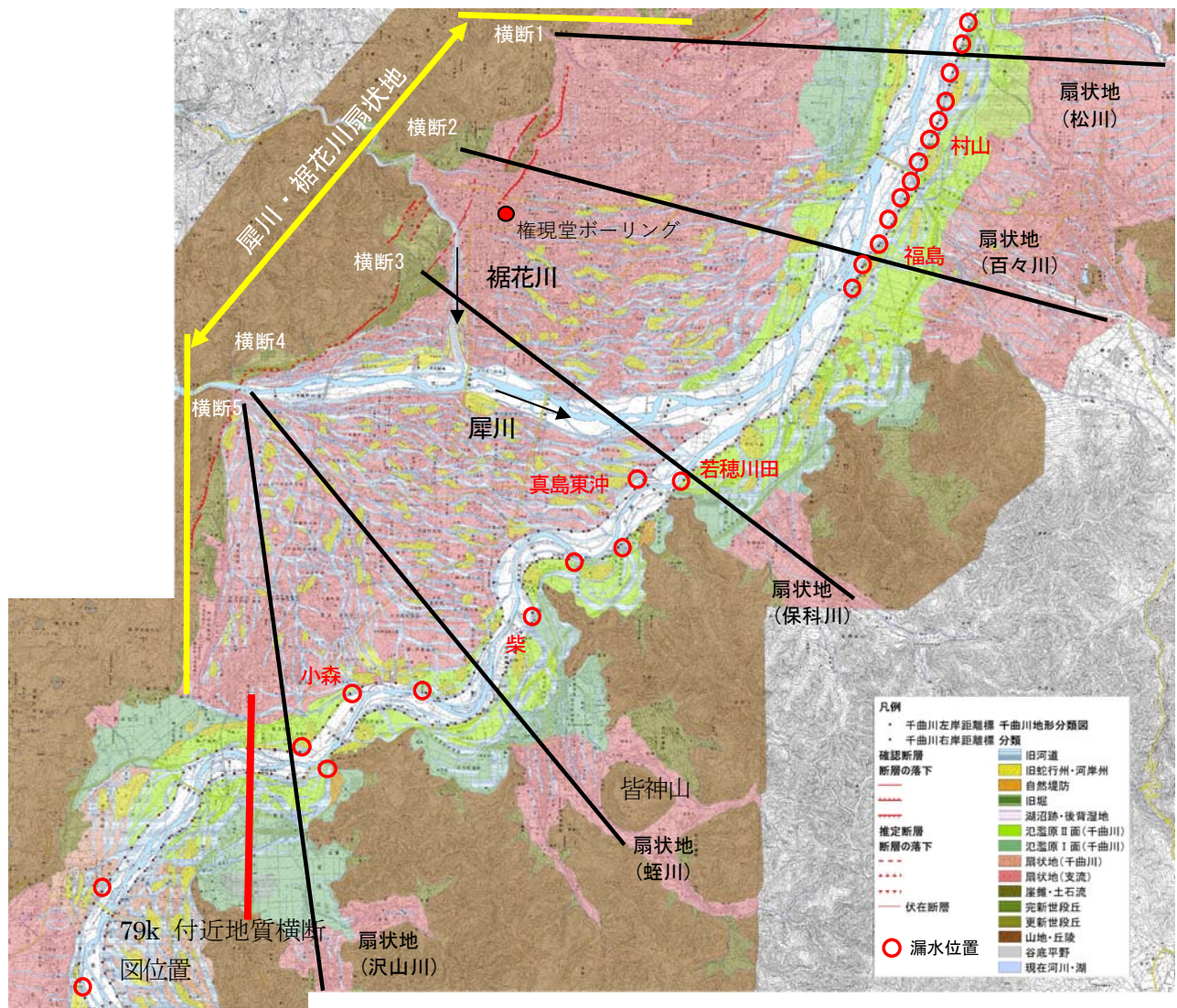


図 4-3-5 長野盆地の旧河道分布を含む地形分類図

b. 表層土質構成

犀川堤防沿いの地質断面図を図 4-3-6 に示す。堤体直下の基礎地盤は全体に砂礫層が厚く分布しており、旧河道と氾濫原堆積物の土質の相違はみられない。

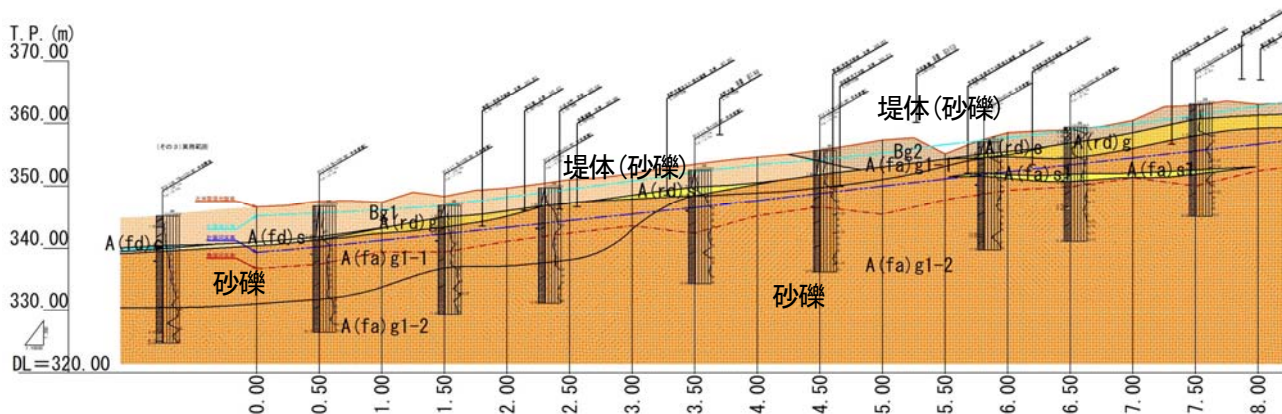


図 4-3-6 犀川堤防沿いの地質断面図(左岸)

c. 漏水発生箇所の関係

犀川の堤防基礎では、漏水の発生は見られない。これは、千曲川扇状地が谷底侵食低地状を呈し、周辺支川からの地下水による基盤漏水であるのに対し、犀川・裾花川扇状地は大きく典型的な扇形を呈しており、そこを流れる犀川の堤防は周辺支川から大きく離れており、周辺からの地下水の影響がないことによるものと考えられる。

4.3.3 長野盆地(氾濫原)

a. 旧河道の形成過程と形状

長野盆地を流れる千曲川は、西側からの犀川・裾花川扇状地の影響によって東側に追いやられ、東側は傾動運動の沈降によって山地がリアス式海岸状を呈し、枝状となった山間の低地部分を流れていたことを示す蛇行状の旧河道が読み取れる(図 4-3-8)。旧河道の幅は現河道の河幅と同程度である。現地調査では旧河道の痕跡を示す 1m 程度の段差をみることができる(写真 4-3-1)。図 4-3-9、図 4-3-10 には長野盆地の横断面を示す。傾動運動を示すものとして、図 4-3-9、図 4-3-10 に示した横断面 1~5 を参照してみると、犀川・裾花側扇状地の地盤の勾配が 0.3~2% 程度であるのに対して、東側の 5 つの支川の扇状地の勾配はいずれも 4% 程度と急勾配となっている(蛭川の扇状地は皆神山の隆起によって急勾配となっている)。また、各支川の扇状地の旧河道は網状を呈しておらず、直線状に伸びている。現在の千曲川は横断面から犀川・裾花川の扇状地と東側支川扇状地との間の最も低い位置を流れている。赤羽、上林ら⁸⁾の河道と堤防形成過程研究では、図 4-3-11 の更埴ジャンクション付近の上信越自動車道建設時の遺跡調査結果から、河道の変遷を整理し、千曲川河道が東側の山間地から現在河道へ移動したことが調べられ、述べられている。以上から、かつての千曲川は東側のリアス式海岸状の山地間を蛇行しながら流れていたが、傾動運動によって現在の河道部分を通るようになったものと考えられる。



写真 4-3-1 右岸 68.25kp 付近の堤外地側にある旧河道の痕跡を示す段差

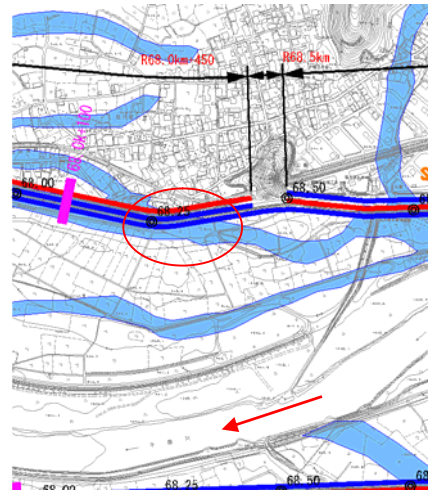
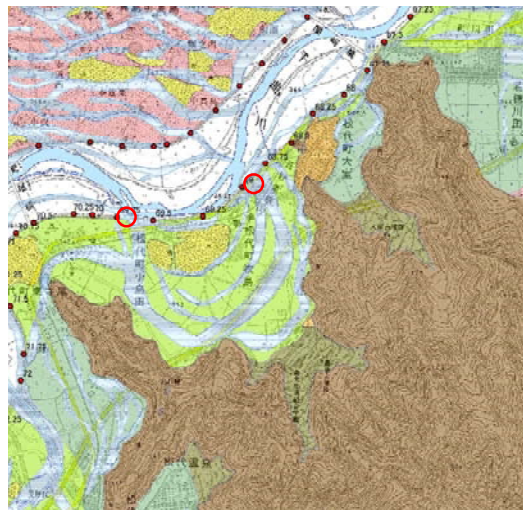


図 4-3-7 右岸 68.25kp 付近の旧河道分布図



赤○は漏水発生箇所

図 4-3-8 リアス式海岸状の山地と旧河道分布(長野盆地)

表 4-3-1 千曲川周辺の地形と地盤の勾配

千曲川の地形分類	左右岸	左岸		右岸	
	横断位置	地形分類	地盤勾配 (%)	地形分類	地盤勾配 (%)
千曲川 氾濫原	横断1	裾花川 扇状地	2	扇状地 (松川)	4
	横断2	裾花川 扇状地	0.9	扇状地 (百々川)	4
	横断3	犀川 扇状地	0.4	扇状地 (保科川)	4
	横断4	犀川 扇状地	0.4	扇状地 (蛭川)	12
千曲川 扇状地	横断5	犀川 扇状地	0.3	扇状地 (沢山川)	2
	横断6	山地	22	氾濫原Ⅱ	0.8
	横断7	扇状地 (佐野川)	16	山地	38
	横断8	扇状地 (雄沢川)	12	山地	42

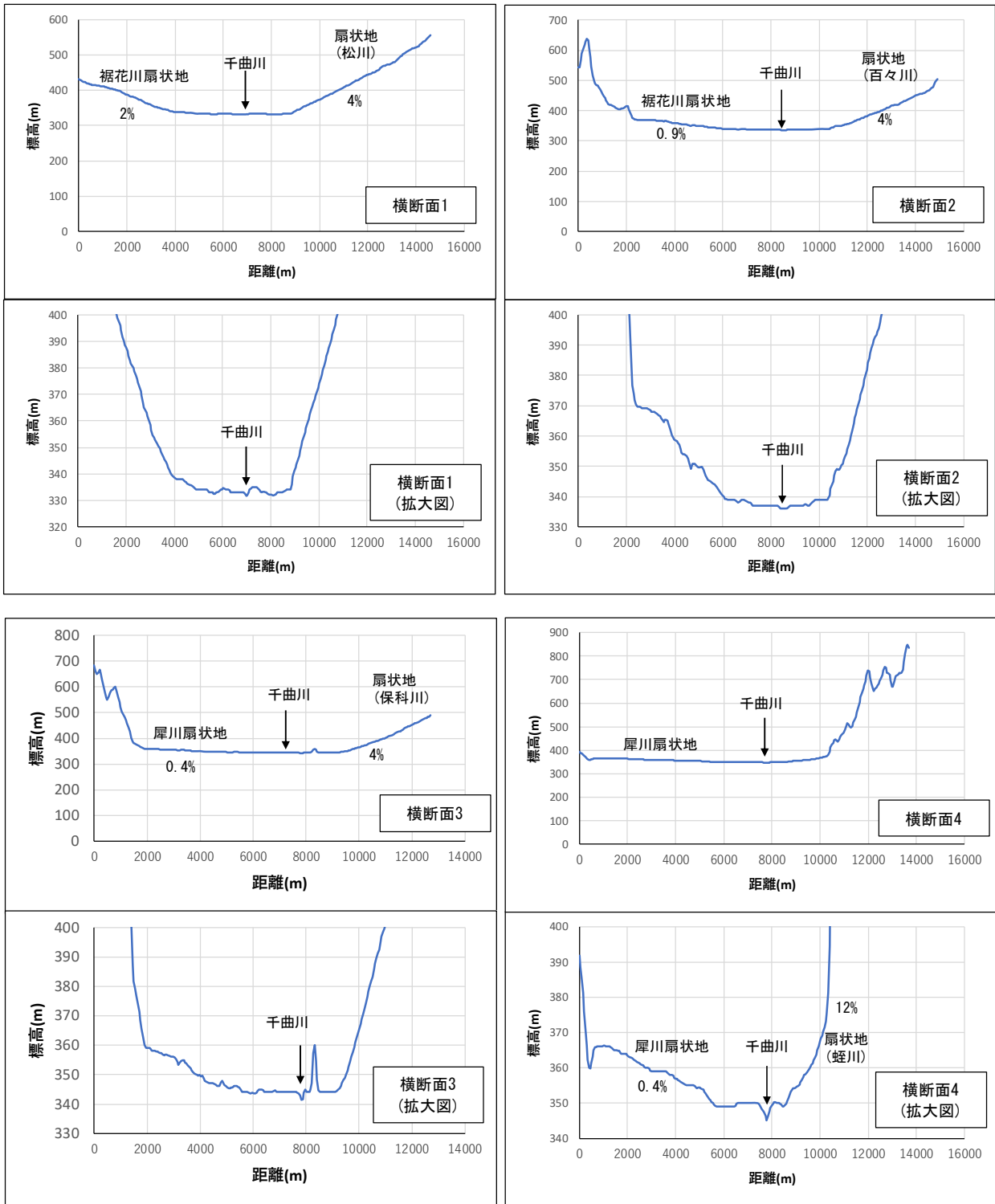


図 4-3-9 長野盆地の横断面 1~4 の横断面図

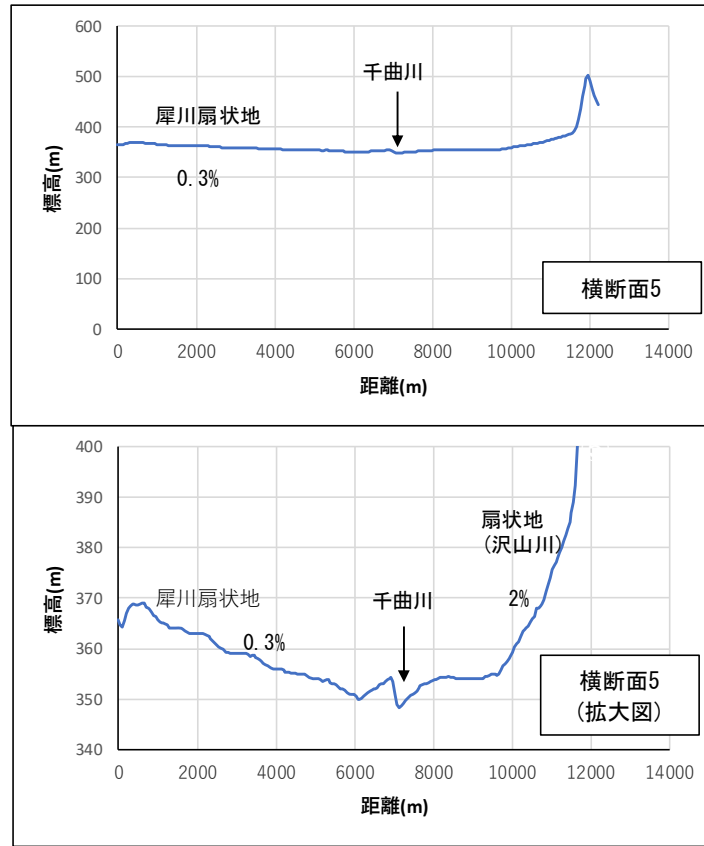


図4-3-10 長野盆地の横断面5

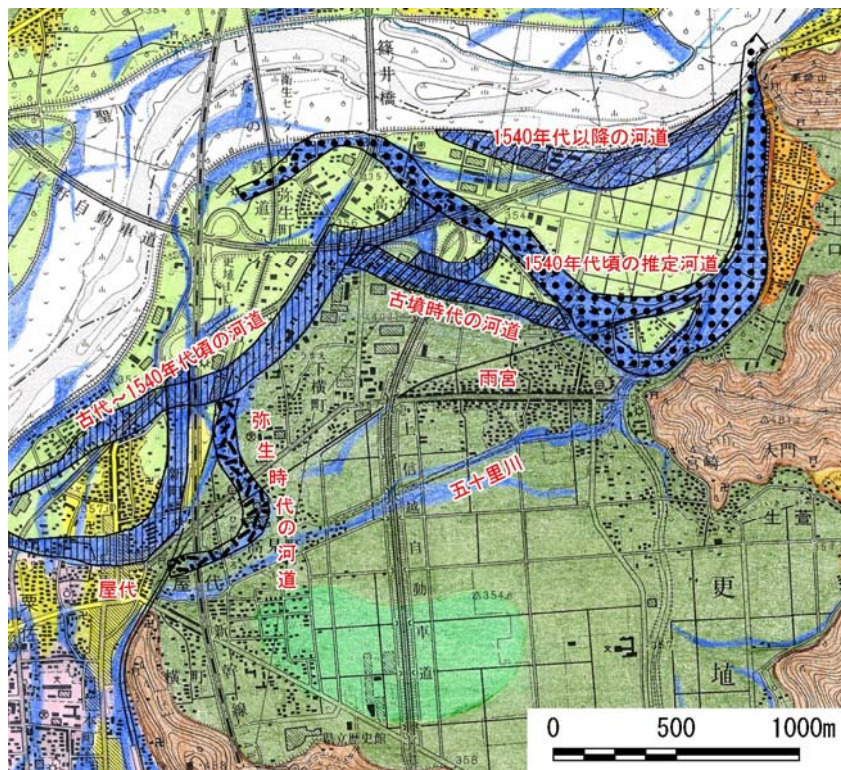


図4-3-11 千曲市屋代遺跡周辺における旧河道の時代推定図⁹⁾

b. 表層土質構成

長野盆地における千曲川の地質断面図を次に示す。堤体直下の基礎地盤は、表層部に粘性土と砂質土が分布し、以深に砂礫層が厚く分布している。粘性土、砂質土の層厚は1~3m程度である。崔・小高ら¹⁰⁾、齊藤・前田ら¹¹⁾、上野ら¹²⁾、笹岡ら¹³⁾の堤防模型実験では、基礎地盤が複層で下位層の透水係数が大きい場合には、大洪水時には浸透破壊により堤防変状が大きくなることもあり、長野盆地の氾濫原では同様の土質構成である。

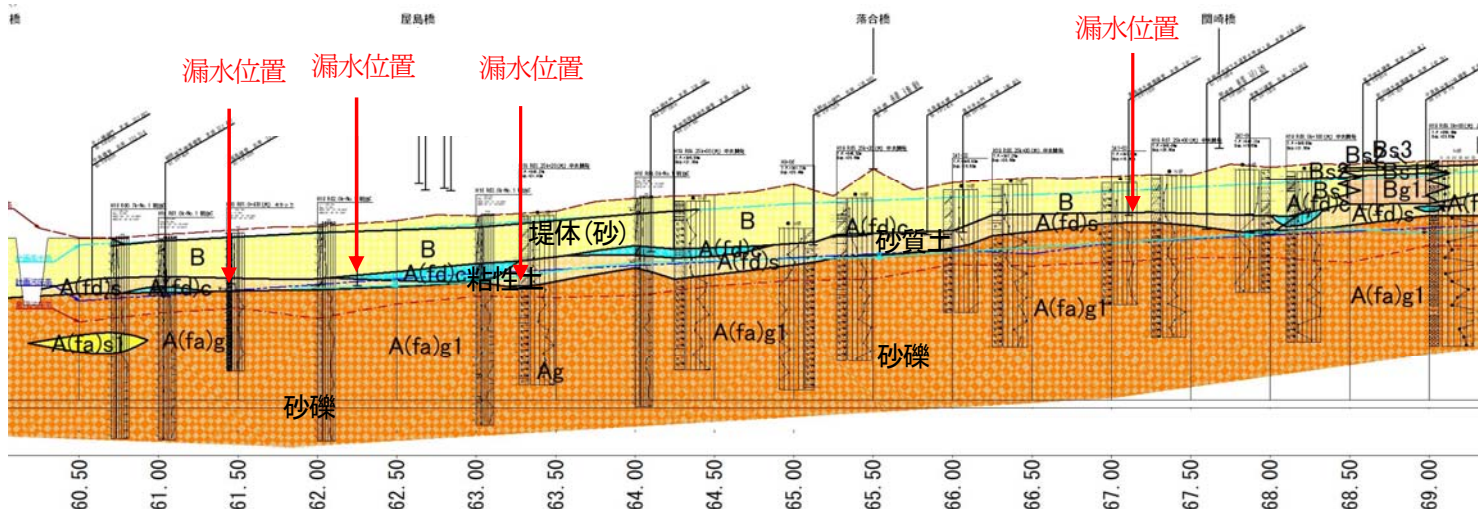


図 4-3-12 千曲川堤防沿いの地質断面図(右岸, 村山橋~関崎橋)

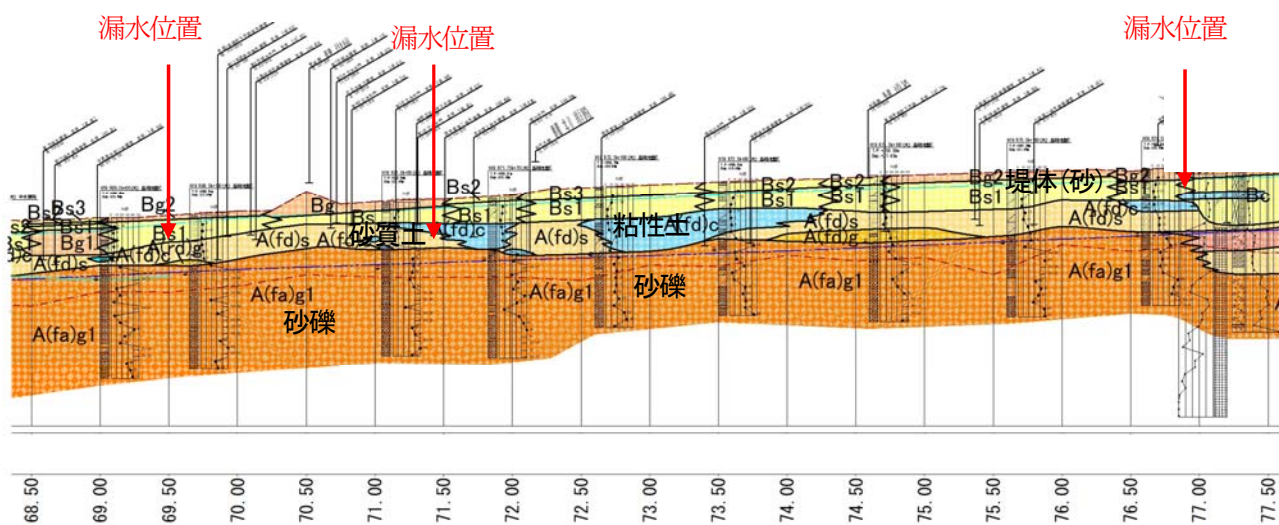


図 4-3-13 千曲川堤防沿いの地質断面図(右岸 70kp~77kp 付近)

c. 漏水発生箇所の関係

長野盆地の漏水発生箇所は、犀川合流から上流の右岸では旧河道との交差付近で発生している。地質縦断面図をみると旧河道部分は、粘性土が分布しており、粘性土が薄く分布する箇所でも漏水が発生しているものと考えられる。犀川合流から上流の左岸では犀川・裾花川の扇状地が迫っており、比較的規模の大きな自然堤防部分で発生している。屋島橋から下流では右岸側で多く漏水が発生している。地質縦断面図をみると表層の粘性土、砂質土が薄く分布している。

赤羽, 上林らによる河道と堤防形成過程の研究⁸⁾で更埴, 屋代遺跡とボーリングデータから作成した図4-3-14に示す地質想定横断面図(79kp 付近)をみると, 千曲川の氾濫原堆積物の砂礫は限られた部分に分布し, 犀川扇状地に比べ狭い範囲に透水層の砂礫が分布している. 左岸側や右岸側の後背低地では粘性土が分布し, 千曲川の洪水時には浸透によって砂, 砂礫層の水圧が高まりやすい構造である. 図4-3-15の地質想定断面図の横断4のように, 表層土質が砂主体であり, 旧河道部分は, 粘性土が薄く分布する. 犀川合流から上流の左岸では犀川・裾花川の扇状地が迫っており, 比較的規模の大きな自然堤防部分で漏水が発生している. この部分では, 図4-3-15の横断面図の粘性土が薄く分布する箇所でも漏水が発生している. 犀川合流から下流では右岸側で多く漏水が発生している. 横断2をみると右岸側で砂礫が分布し, 表層に薄く粘性土, 砂質土が分布している. 旧河道が右岸側(東側)に分布していたことから, かつて河道部分では砂礫が分布し, 現在の河道付近は, 後背低地との境界であったと考えられる. 左岸側は犀川・裾花川扇状地と千曲川に挟まれた後背低地で粘性土が厚く分布しており, 漏水の発生は無い.

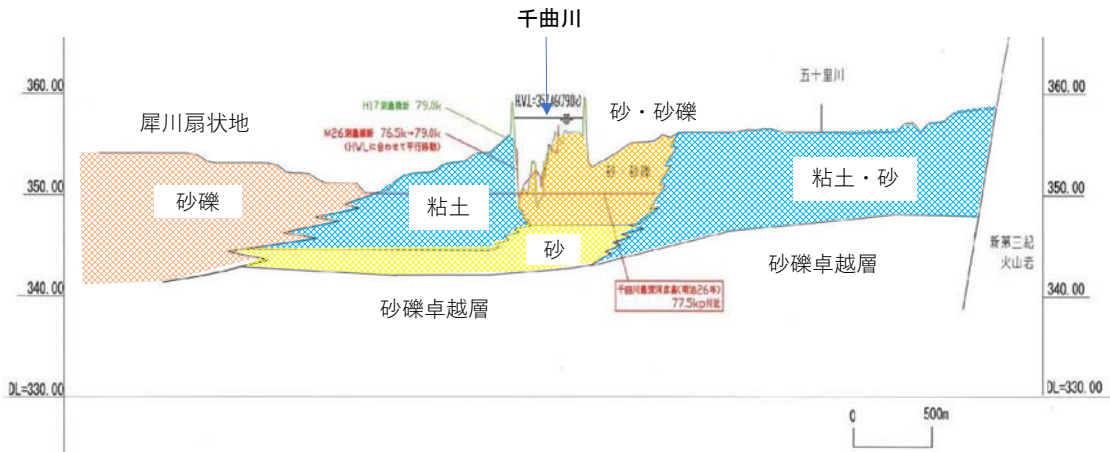


図4-3-14 79kp 付近の地質想定横断面図⁸⁾一部加筆

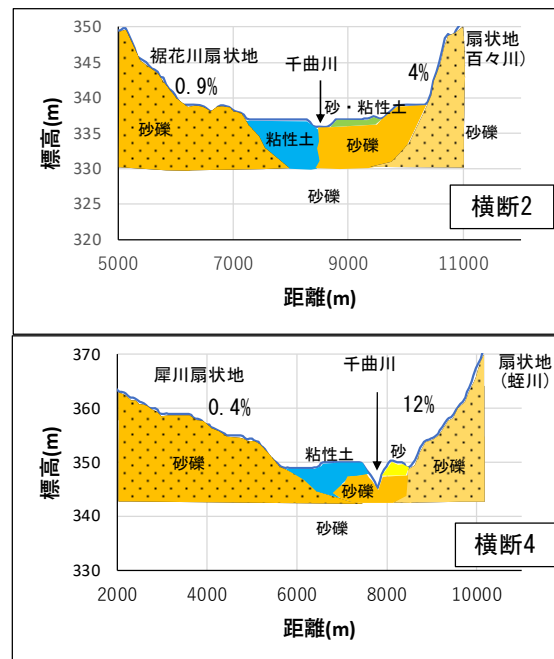


図4-3-15 横断面2と4の地質断面図

4.3.4 立ヶ花狭窄部

a 旧河道の形状と形成過程

立ヶ花狭窄部は、断層の運動によって丘陵が隆起し、それまでの河幅が約 1km から 200m 程度に縮小し、千曲川は丘陵部分を通れるようになる。このため、丘陵上流の旧河道の洪水は丘陵にぶつかり転流を繰り返したような形状で蛇行状の旧河道が右岸側でみられる。前述した傾動運動によって旧河道が西側へ移動し、現在の河道位置となったと考えられる。丘陵部でも蛇行状の旧河道が右岸側に分布している。大俣～上今井の旧河道は明治 3～5 年の新河道の掘割工事によって埋め立てられた部分であり、ここでは旧河道の埋め土を浸透する漏水が発生している。

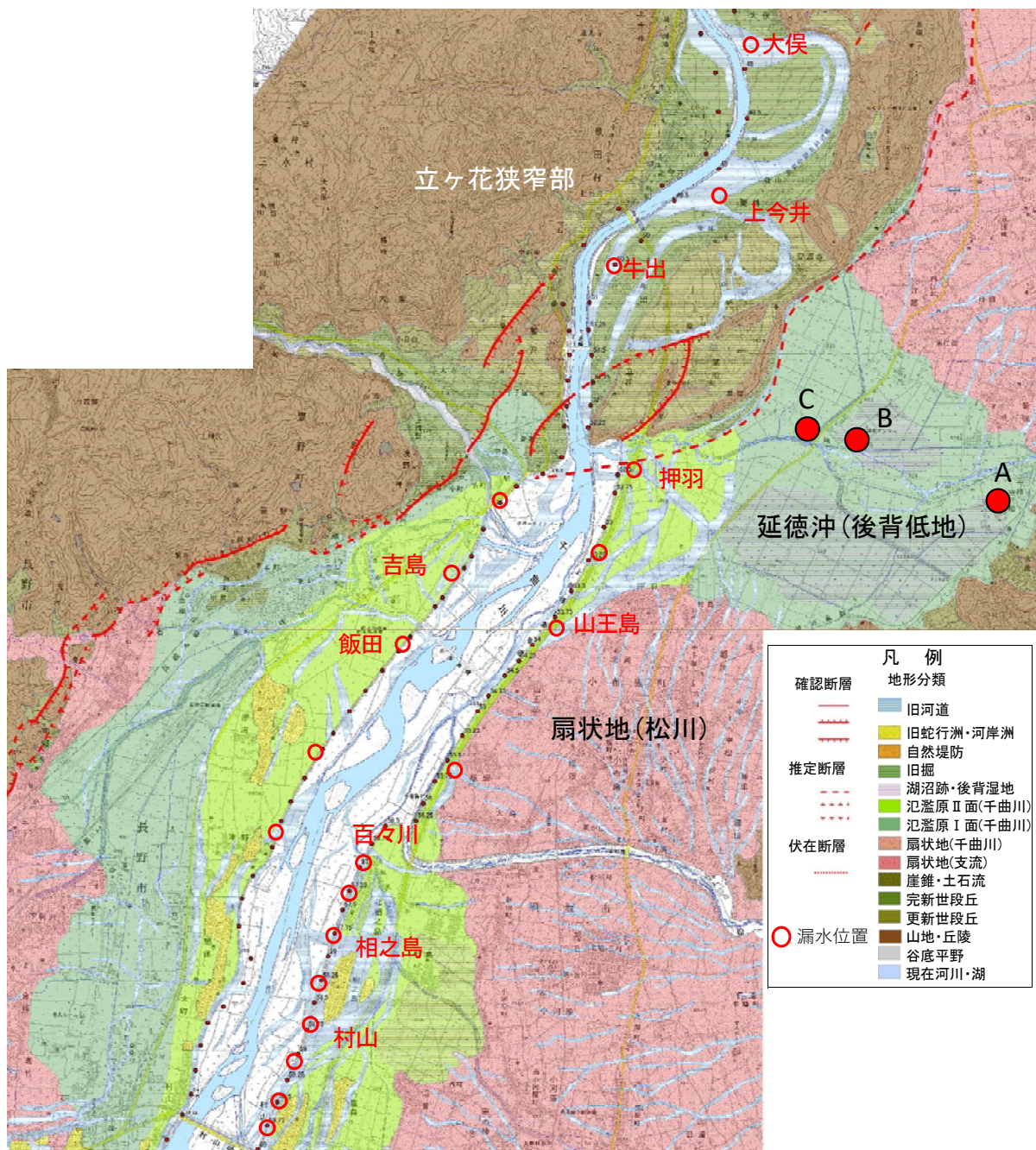


図 4-3-16 立ヶ花狭窄部付近の旧河道分布を含む地形分類図

b.表層土質構成

立ヶ花狭窄部付近の地質断面図を図4-3-17に示す。上流に松川の扇状地が分布するため堤体直下の基礎地盤は表層より砂礫を主体とした地層が分布する。漏水発生箇所は表層に砂質土が分布している。立ヶ花橋から下流の狭窄部では砂質土の分布は無く、粘性土が厚く分布している。

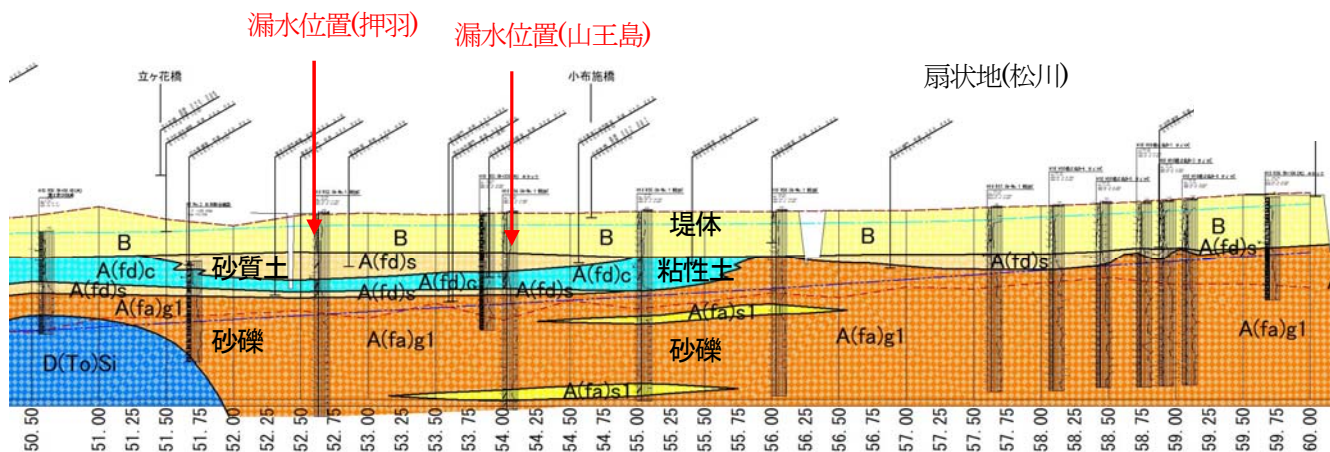


図4-3-17 立ヶ花狭窄部付近の地質断面図(右岸 51kp~59kp 付近)

c.漏水発生箇所の関係

牛出地区は図4-3-18に示すように旧河道部分に腐植土層、粘性土層が4m程度分布している。この腐植土の分布は、切り離された旧河道が三日月湖のように残存し、植生の繁茂により堆積したものと考えられる。盆地内の旧河道は沈降運動によって低くなるため、洪水氾濫による埋積が進むため主に粘性土が分布する。立ヶ花の狭窄部は隆起量が大きく、盆地と比較して洪水による埋積が少ないため、切り離された旧河道は湖沼となり、水際に植物が繁茂し、腐植化し堆積したものと考える。北海道の泥炭の透水係数は、表4-3-2、図4-3-19に示すように水平方向の透水係数が大きく $10^{-5}m/s$ 程度を示すものがあることが知られている^{14),15)}。試掘調査結果からも腐植土からの地下水の浸出が多く、同層を浸透する基盤漏水と考える。同様の事例として、小貝川が利根川と合流する付近で発生する漏水がある。

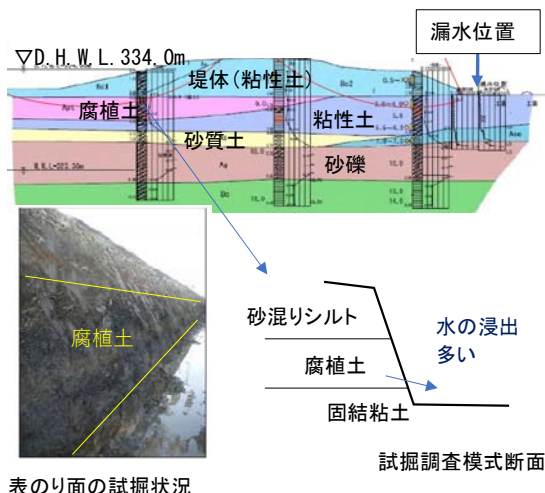


図4-3-18 牛出地区の地質断面図と試掘状況

図4-3-20に示すように小貝川の下流部一帯は地表面下2~8m付近に透水性の高い化土層(腐植土)が広がっており、洪水時には利根川の背水の影響により、高い水位が長時間継続し、しばしばこの化土層を通して漏水が起きていたとされている¹⁶⁾。

表4-3-2 泥炭の透水係数測定例¹⁴⁾

場 所	方 法	透水係数 (cm/s)	k_h/k_v
北海道石狩泥炭地	室内透水試験	定水位法 $k_h = (5 \sim 50) \times 10^{-5}$ $k_v = (1 \sim 7) \times 10^{-5}$	2~5
		変水位法 $k_h = (2 \sim 13) \times 10^{-3}$ $k_v = (2 \sim 7) \times 10^{-3}$	1~2
北海道釧路泥炭地	現場透水試験	変水位法 $k_h = (2 \sim 14) \times 10^{-3}$ $k_v = (7 \sim 19) \times 10^{-3}$	2~6
北海道石狩泥炭地	現場透水試験	ピエゾメータ法 $k_{app} = (2 \sim 2.5) \times 10^{-5}$ $k_{app} = 5 \times 10^{-5}$	(1.5~4)
		オーガ法 * $k_h = (6 \sim 7) \times 10^{-5}$ $k_v = (0.8 \sim 1.5) \times 10^{-5}$ $k_{ann} = \alpha (10^{-4} \sim 10^{-5})$	
北海道釧路泥炭地	Forchheimer法	$k_{app} = \beta \times 10^{-4}$ $k_{ann} = (2 \sim 21) \times 10^{-3}$	

備考* : 計算により求める。だいたい $\alpha : 1 < 10$, $\beta : 5 < \beta < 10$ の範囲に入っている。

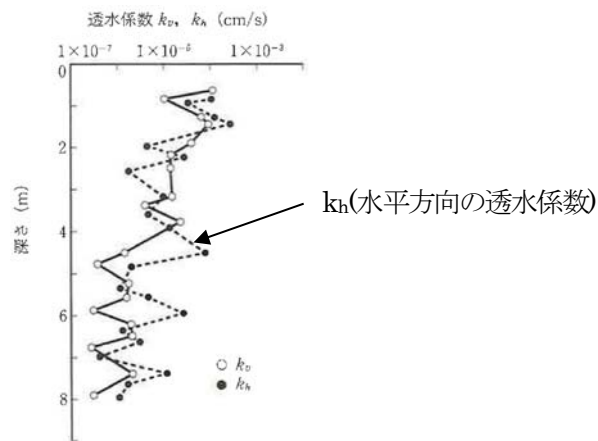


図4-3-19 透水係数の深さ方向の分布¹⁵⁾

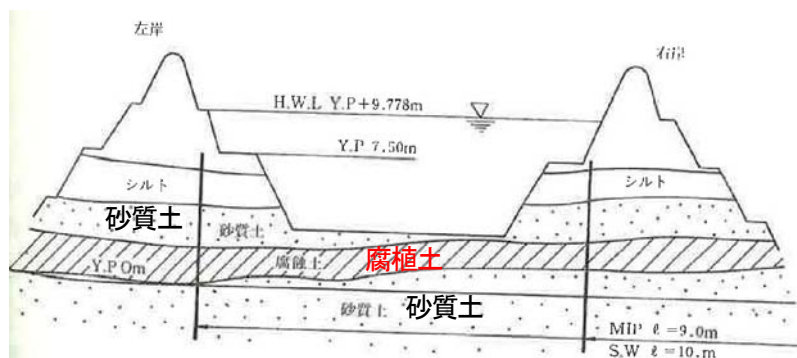


図4-3-20 小貝川周辺の基礎地盤図「利根川百年史」より¹⁶⁾

4.3.5 飯山盆地

a. 旧河道の形状と形成過程

飯山盆地の旧河道分布を含めた地形分類図を図4-3-21に示す。

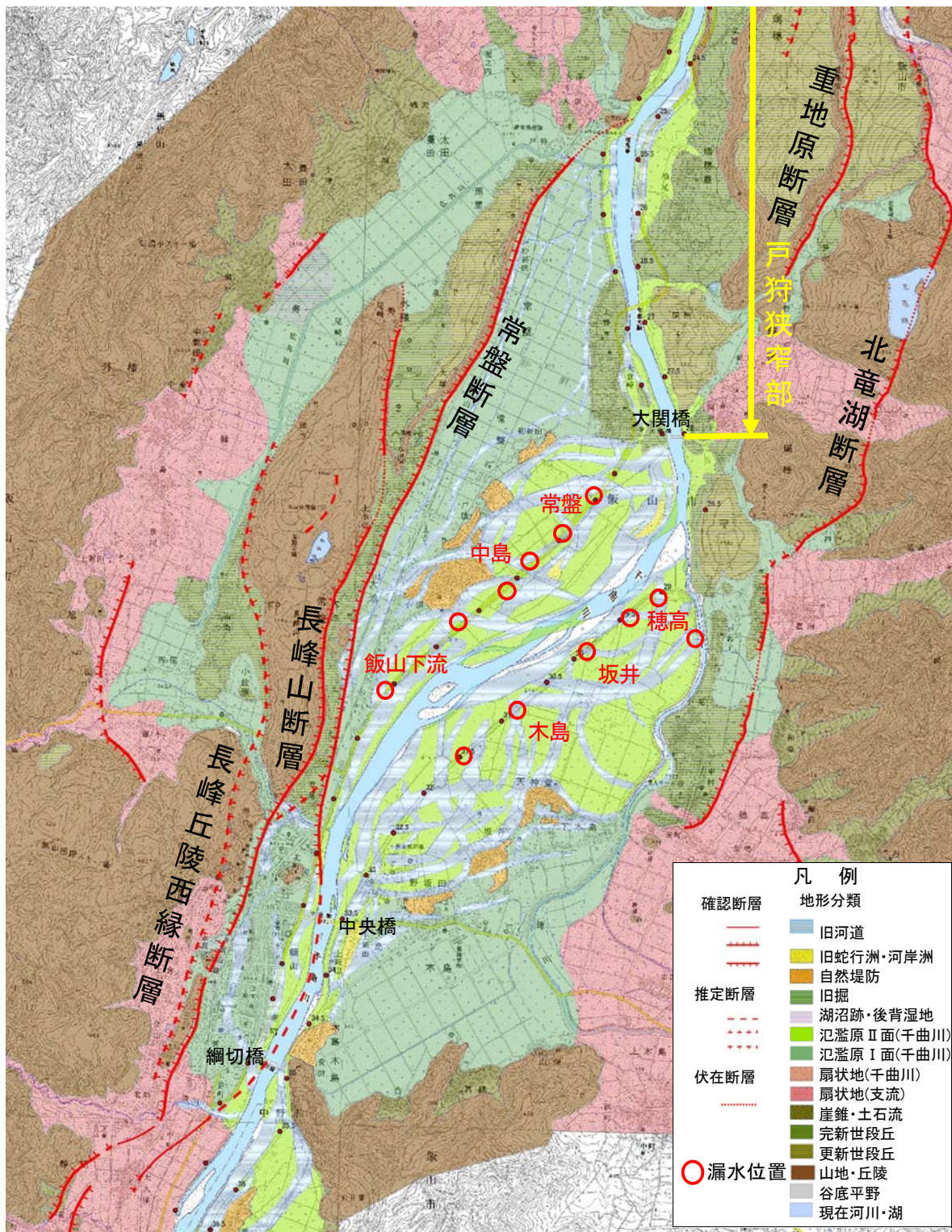


図4-3-21 飯山盆地の旧河道分布を含む地形分類図

飯山盆地は、長野盆地と同様に盆地の西側にある長野盆地から続く断層の運動によって、断層の東側の沈降によって形成された。図4-3-21に見られるように中央橋～綱切橋の千曲川河道は、断層に規制され、断層沿いを流れている。中央橋～綱切橋左岸は飯山市街地であり、この図においても旧河道を読み取ることができる。また、長峰山断層によって規制されながら流れる旧河道が分布している。かつては綱切橋上流右岸に分布する旧河道と連続した旧河道であり、蛇行状を呈していたものと考えられる。この断層の運動によって河道が短絡化されていたものと考えられる。



写真 4-3-2 飯山市街地の旧河道(踏切手間部分が低い)



図 4-3-22 旧河道の撮影位置(矢印部分)



写真 4-3-3 飯山市街地の旧河道(高低差 1m 程度)

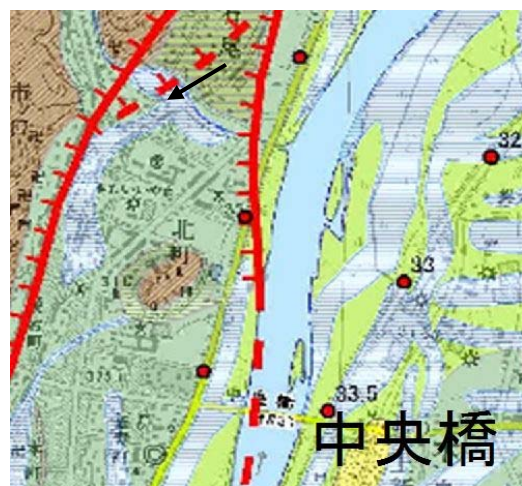


図 4-3-23 旧河道の撮影位置(矢印部分)

図4-3-24に示すように中央橋から下流では、蛇行状の旧河道が複雑に分布している。これらの旧河道は、大関橋上流の丘陵部分にぶつかり戸狩狭窄部を流れていく。洪水ごとに流れを変えながら古い旧河道は分断され取り残されていった。漏水が発生している旧河道の河幅と蛇行振幅に着目して左右岸に分断された旧河道をつなぎあわせると4つの蛇行状の旧河道が読み取れる。右岸側では、この蛇行状の連続した旧河道の外側に不連続な旧河道がみられる。この旧河道の幅は蛇行状の旧河道の幅よりも小さく網状を呈している。また、現在の河道付近には、直線状の比較的新しい旧河道(赤色部分)がみられる。これらの形状から、盆地の形成(地盤の沈降や断層による短絡化)によって旧河道は網状、蛇行状、直線状に変化してきたものと考えられる。右岸側にみられる分断された蛇行状の旧河道について、現地調査を行った。連続する旧河道は不連続な旧河道面よりも低い位置に分布しており、段差等が確認できる。分断された旧河道の段差は不明瞭である。

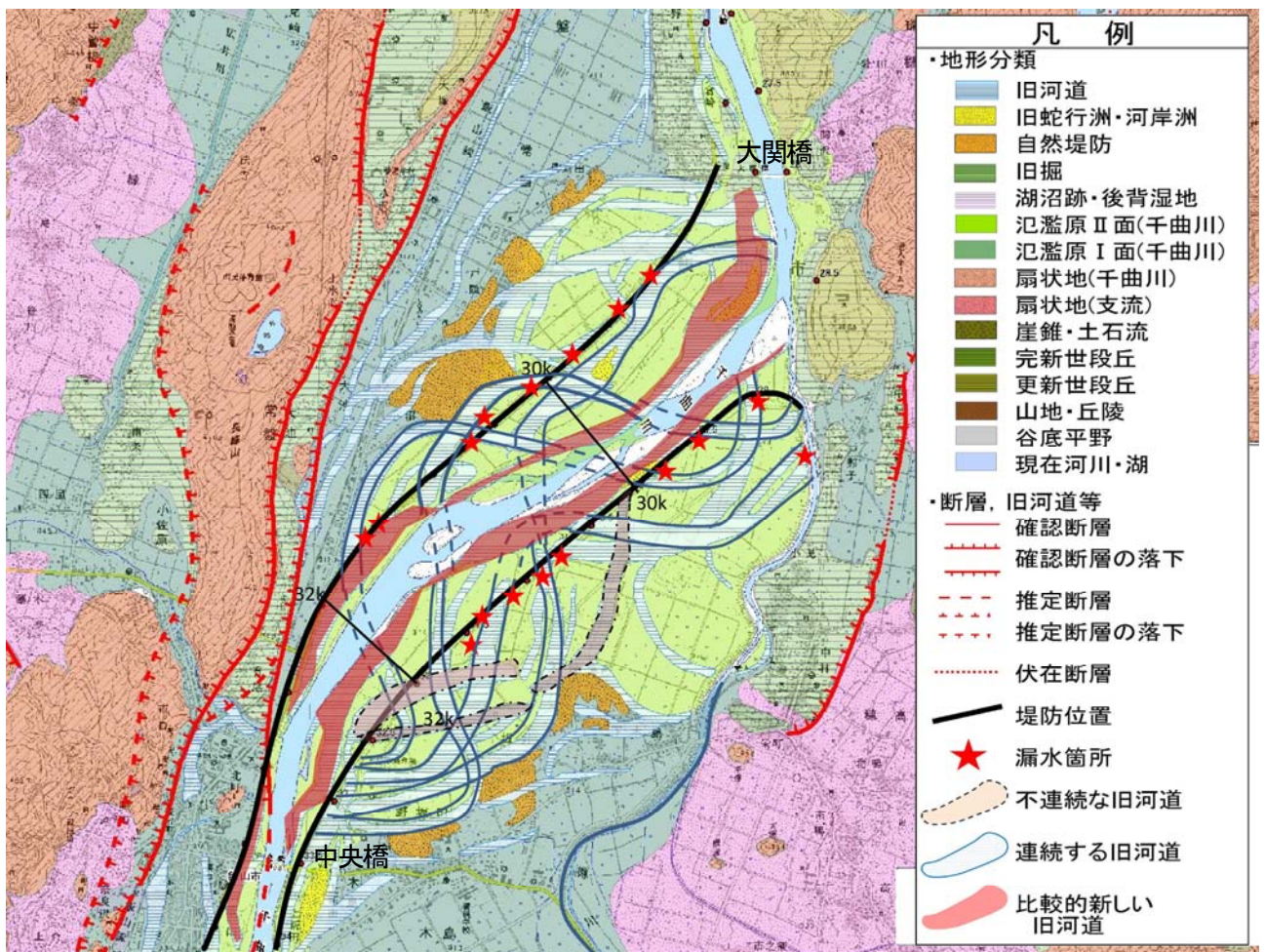


図4-3-24 飯山盆地における旧河道形状の分類



写真 4-3-4 木島地区の連続した旧河道(段差 1m 程度)

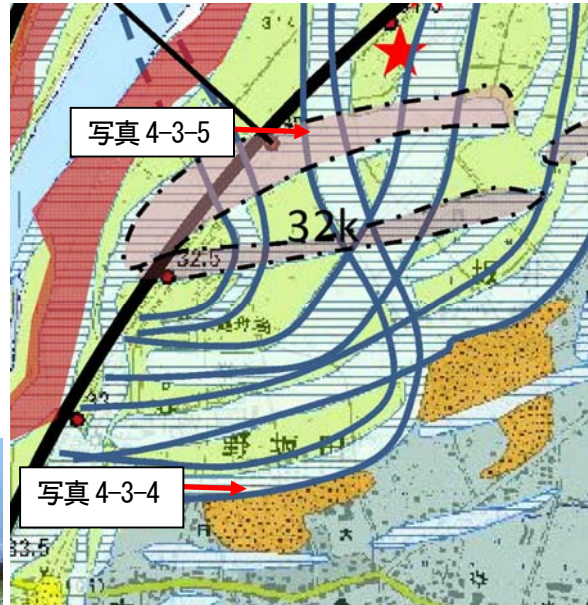


図 4-3-25 旧河道の撮影位置(矢印部分)



写真 4-3-5 連続した旧河道と切断された旧河道の交差状況

写真の道路方向が分断された旧河道であり、
直行する連続した旧河道は不連続な旧河道より
低い位置にある。

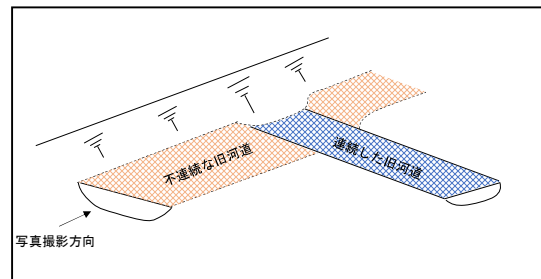


図 4-3-26 写真 4-3-5 の模式図

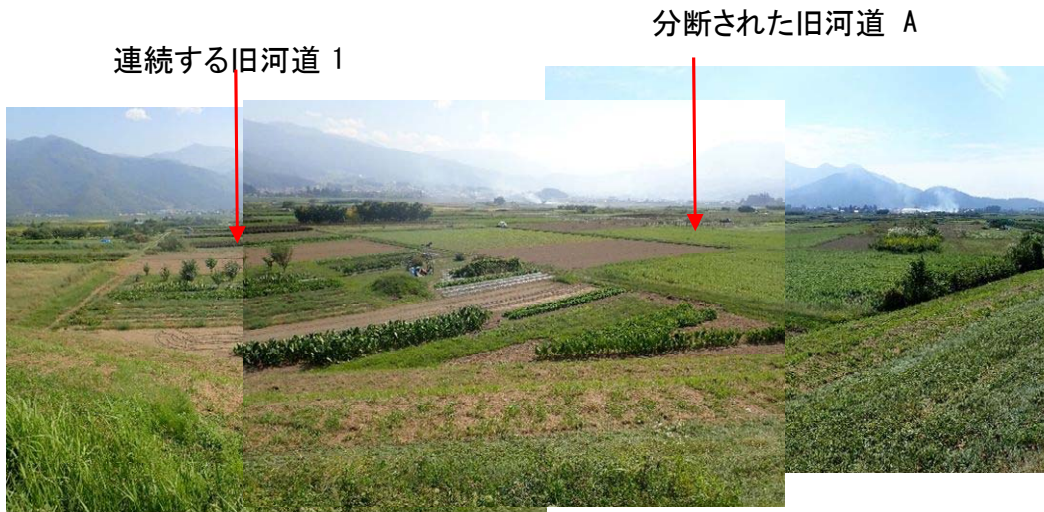


写真 4-3-6 右岸 30.5kp 付近の連続する旧河道 1 と分断された旧河道 A
 連続した旧河道は畑に傾斜がみられ凹地を形成しているが、分断された旧河道は凹地が不明瞭



写真 4-3-7 分断された旧河道 A, B の交差付近の状況
 分断 B が低い位置に分布することから、分断 A の旧河道が最も古い(人の背後が一段高い)。

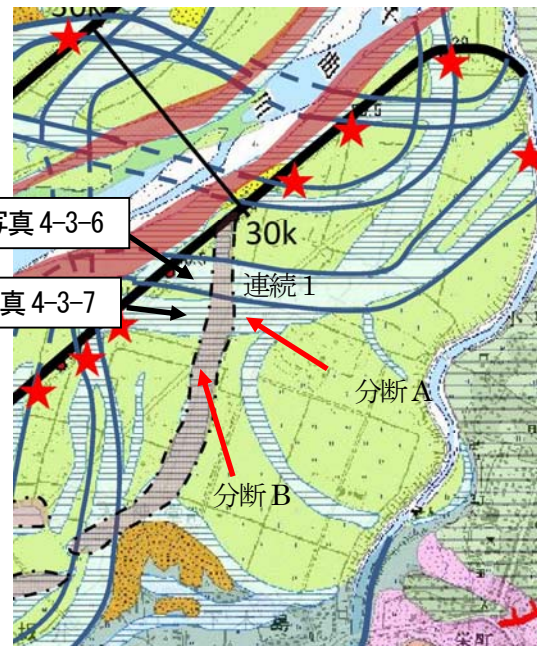


図 4-3-27 旧河道の撮影位置(矢印部分)

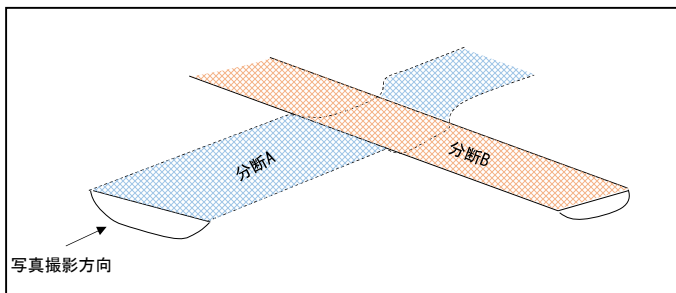


図 4-3-28 写真 4-3-7 の模式図

b.表層土質構成

飯山盆地の地質断面図を図4-3-29、図4-3-30に示す。大関橋から下流には戸狩狭窄部があり、粘性土が厚く分布する。また、綱切橋下流も後背低地状の低地であり、粘性土が厚く分布する。大関橋～中央橋付近では堤体直下の基礎地盤の表層土質は粘性土、砂質土、礫混り砂が分布し、以深には砂礫が厚く分布している。飯山盆地は千曲川下流域であることから砂礫の粒径が小さくなり、砂質土を多く含むようになる。漏水発生箇所は大関橋～中央橋表層に粘性土が薄く分布し、以深に砂質土が分布している。立ヶ花橋から下流の狭窄部では砂質土の分布は無く、粘性土が厚く分布している。

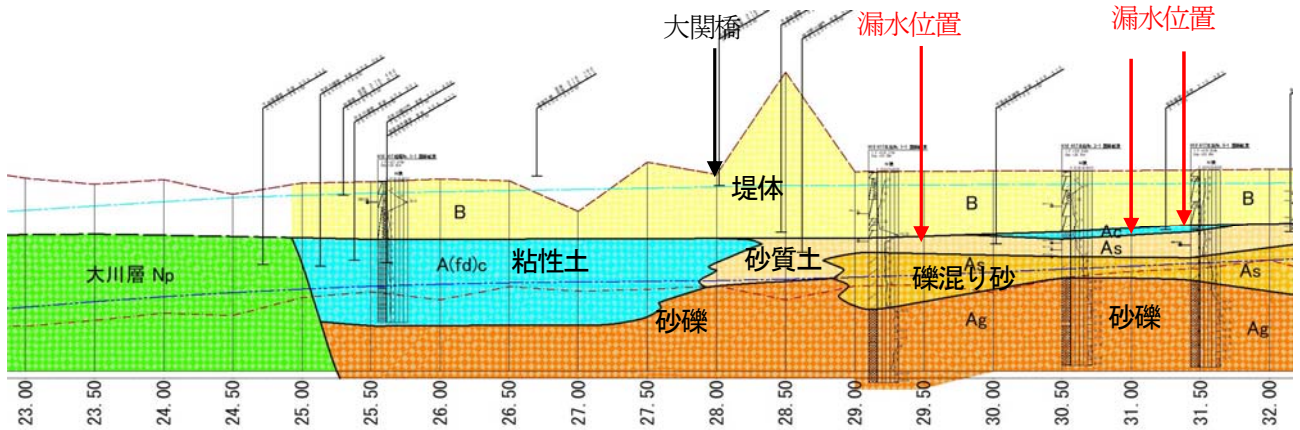


図4-3-29 飯山盆地の地質断面図(右岸23kp~32kp付近)

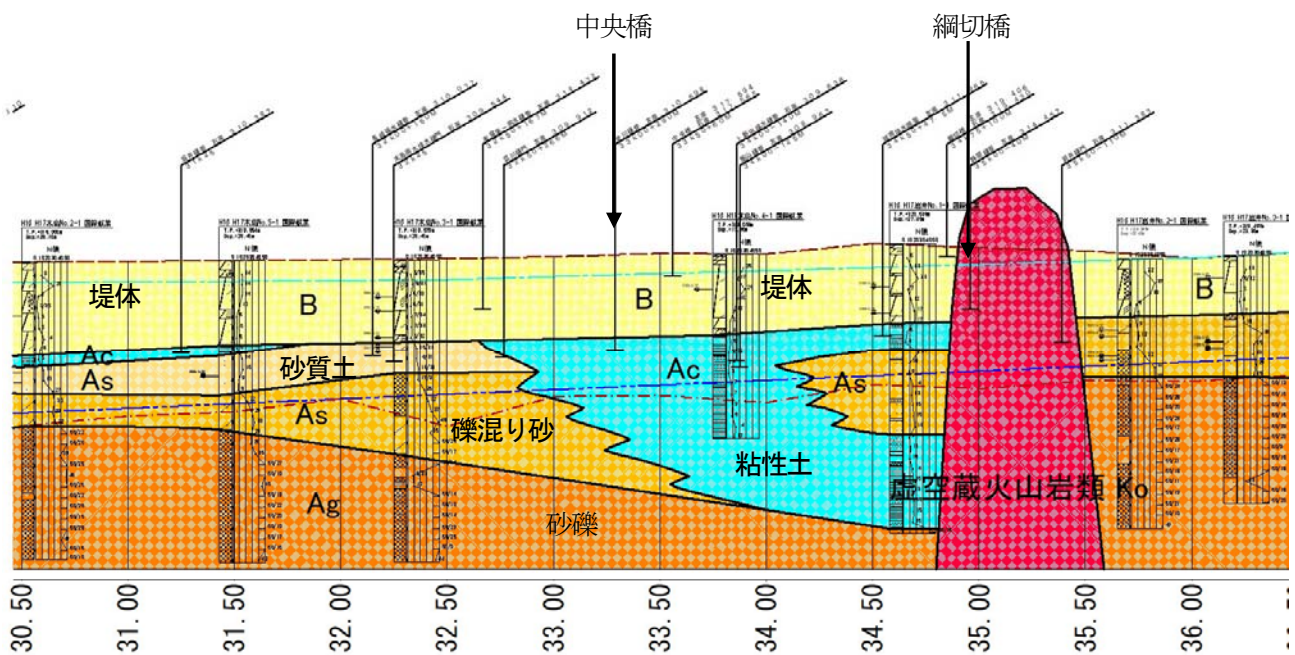


図4-3-30 飯山盆地の地質断面図(右岸32kp~36kp付近)

c.漏水発生箇所の関係

飯山盆地の漏水発生箇所は、現河道と旧河道の交差付近で発生している。大関橋上流の丘陵に洪水流が当たり、度々流路の転流を繰り返していたものと考えられ、盆地の氾濫原には蛇行状の旧河道が複雑に分布している、漏水発生箇所が蛇行した旧河道について、河幅、蛇行振幅に着目し左右岸の旧河道をつなぎ合わせると4つの連続した旧河道が読み取れる。これ以外の旧河道は途中で分断されている。現地調査から連続する旧河道は地盤の低い位置に分布し、明瞭に段差を確認することができるが、分断された旧河道の起伏は不明瞭である。漏水発生箇所の土質は、複層構造で、粘性土が薄く分布し、以深に砂質土、礫混り砂、砂礫が分布し、下位層の透水性が大きい土質構造から前述したように漏水による堤防変状は大きいものと考えられる。

昭和57年～平成25年で発生した漏水箇所と近傍の定期横断図を用いて平均動水勾配 H/L を求め、漏水発生箇所の旧河道箇所と漏水が発生していない旧河道箇所との関係を図4-3-31に示した。ここに水位差 H は洪水痕跡が測定されている平成25年9月水位を、敷幅 L は表のり面痕跡水位位置と裏のり尻までの距離を用いた¹⁷⁾。図から、漏水発生箇所は、平均動水勾配 $H/L=0.029$ 以上の範囲にある。中央橋下流右岸の平均動水勾配は、0.012前後と漏水発生箇所の閾値0.029よりも小さく、漏水履歴が無いことと一致する。分断された不連続な旧河道の平均動水勾配は、0.012～0.031の閾値付近または低い値の範囲にある。連続する旧河道は不連続な旧河道よりも低い位置に分布していることを示す。このことは断層の活動による盆地部の沈降によって新しい旧河道ほど低い位置を流れているものと思われる。

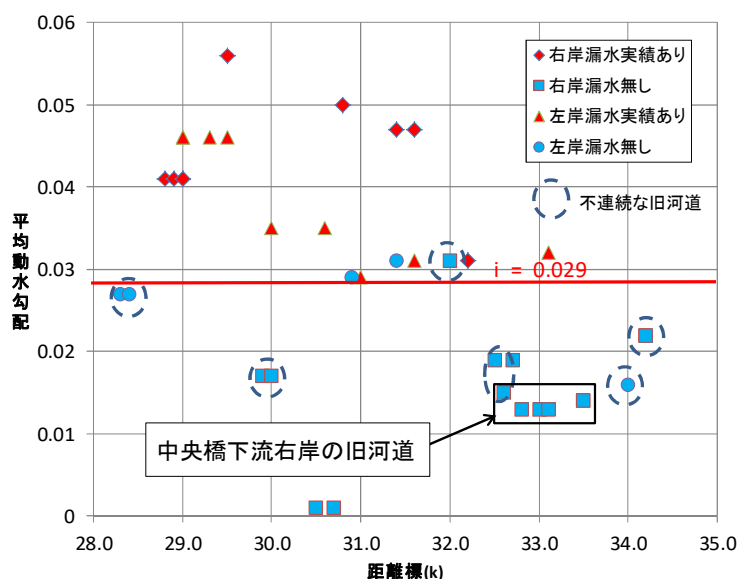


図4-3-31 旧河道での漏水発生の有無と平均動水勾配の関係

4.4 梯川の旧河道の形成過程と土砂の堆積構造、漏水位置との関係

a. 旧河道の形状と形成過程

梯川周辺の治水地形分類図を図4-4-1に示す。梯川は、大日山から続く標高400～500mの山地を源としており、山地(加賀山地、能美山地)～丘陵(能美、江沼丘陵)の間を北方向に流下し小松市軽海町付近から西側に流れを変え小松平野(氾濫平野)では蛇行しながら日本海に流れ出ている。小松平野は、西に北東-南西方向に海岸線が伸び、東は海岸線と平行に丘陵(能美、江沼丘陵)が発達しており、平野の幅は約8kmである。梯川は、西を砂丘、東は丘陵、南は海成段丘、北は手取川の扇状地があり、四方を高地に囲まれている。標高段彩図でも0m地帯を流れる河川であることがわかる。そのため、梯川は緩流河川であり、河口から鍋谷川合流付近(7.5kp)までの河床勾配は1/4,500で感潮区間である。鍋谷川合流付近から河床勾配が変化し、丘陵、山地間を流れる。

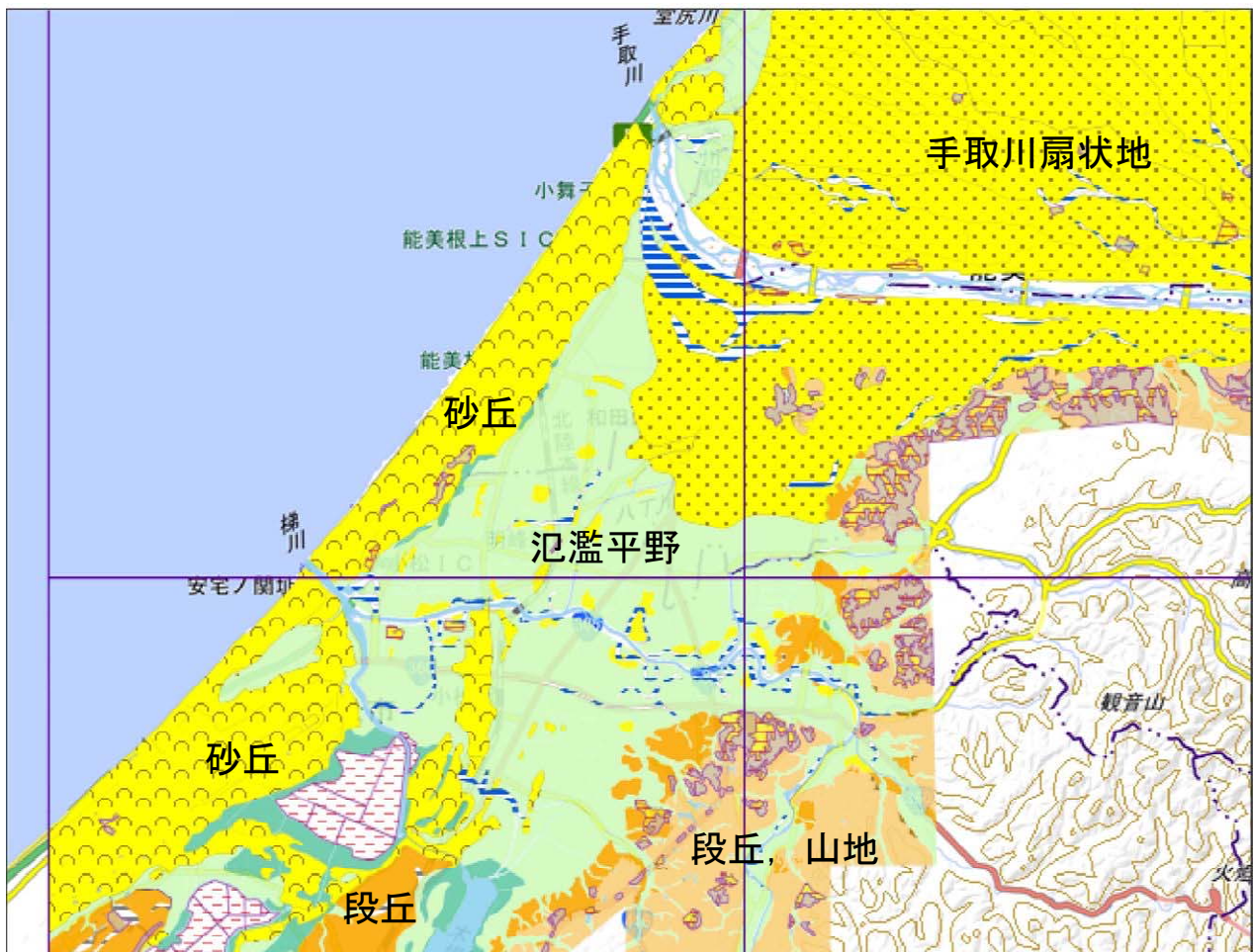


図4-4-1 梯川周辺の治水地形分類図(国土地理院)

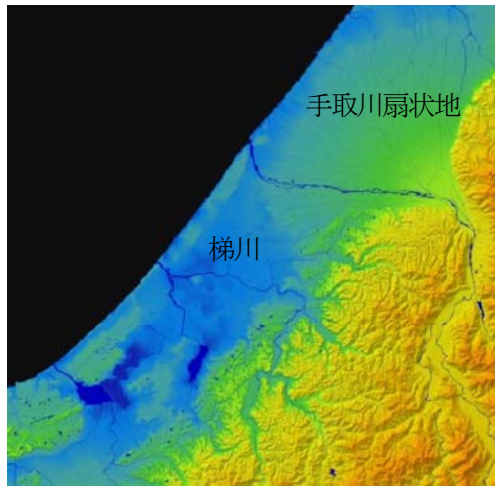


図 4-4-2 梯川周辺の標高段彩図(国土地理院)

梯川では、明治期の河川改修の図面が保管されており、当時の図面から旧河道を読み取ることが可能である。これと米軍撮影の空中写真から判読した旧河道を合わせて旧河道分布図を作成した。

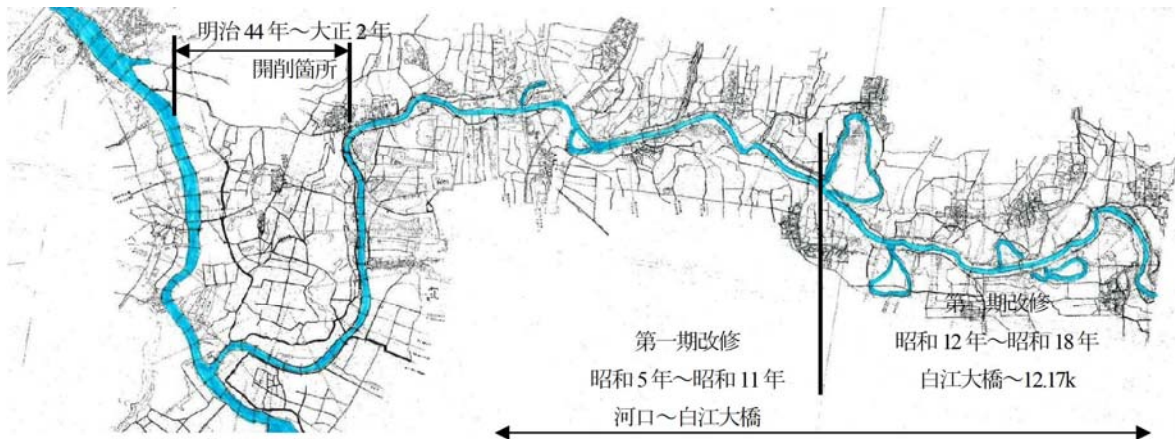


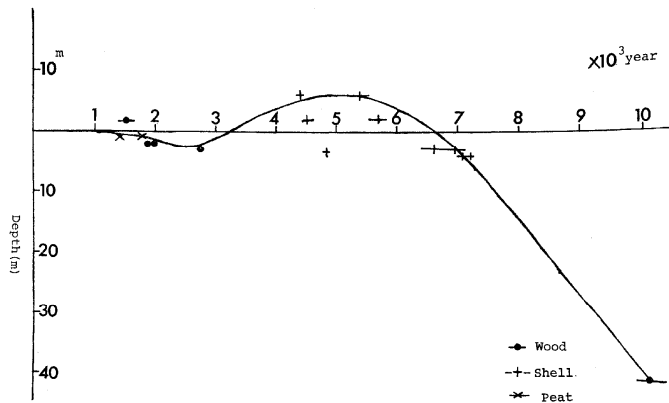
図 4-4-3 明治 35 年実測平面図(建設省金沢工事事務所)¹⁸⁾ 一部加筆



図 4-4-4 梯川の米軍撮影の空中写真による旧河道判読図と漏水発生箇所

旧河道が示す旧流路は、河床勾配が 1/4,500 と変化する鍋谷川合流付近から一定の蛇行帯幅をもって流下しており、途中、八丁川と合流しながら小松天満宮付近で大きく南側に屈曲し、前川と合流して日本海へと流れている。鍋谷川合流付近から上流は、蛇行振幅が小さくなり、周辺の丘陵に規制を受けながら蛇行している。基盤漏水発生箇所は、河床勾配変化点の鍋谷川合流の上下流付近で発生している。

旧河道の形成は、海岸近くを流下するため、海水準変動に影響を受けているものと考えられる。藤井(1981)によれば日本海側の縄文海進期の海水面は現在面よりも 2~6m 程度高かったと言われている¹⁹⁾。鍋谷川合流付近の標高が 5m 前後であることから縄文海進時は入江の水際付近であったものと考えられ、その後の海退によって蛇行河道が形成されたものと考えられる。



富山湾とその周辺の資料から得られた後氷期の海面変動図(藤井, 1981)
Sea-level curve during the Postglacial age in and around Toyama Bay.

図 4-4-5 富山湾とその周辺の資料から得られた後氷期の海面変動図(藤井, 1981)¹⁹⁾

b. 表層土質構成

図 4-4-6 には、梯川右岸堤防沿いの地質縦断図を示す。図から、表層地層の分布の特徴は、地形を反映しており、小松天満宮付近で梯川が大きく南側へ屈曲する箇所から下流側では地表面付近から砂質土層が分布する。小松天満宮付近(3kp)から八丁川合流付近(5kp)は、土地利用は水田であり、地表面付近に粘性土層が厚く分布する。八丁川合流～鍋谷川合流付近では、梯川の旧河道の蛇行幅が大きく、旧河道沿いに自然堤防が発達し、表層地質は、砂質土層が主体に分布する。河床勾配が変化する鍋谷川合流付近から上流では旧河道の振幅が小さくなり、表層地質は砂礫層が分布するようになる。漏水発生は、八丁川合流付近から上流で基盤層に透水性の高い砂礫層が分布するようになる区間である。このように梯川の基礎地盤の地層を上流～下流にかけて全体を通してみると上流側で砂礫層が主体に分布し、下流側に向かって粒径が細かくなって、砂質土層となり、河川堆積環境に応じた地層が遷移的に分布する。

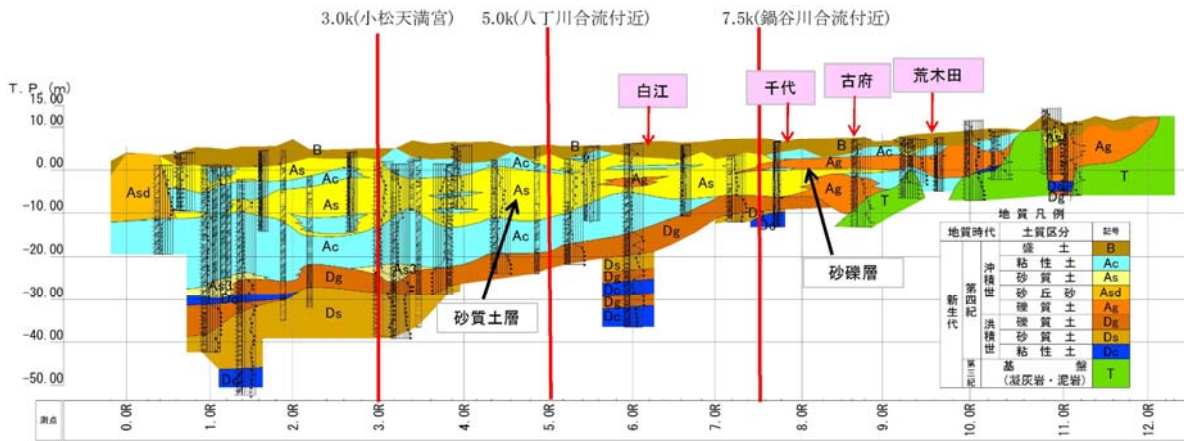
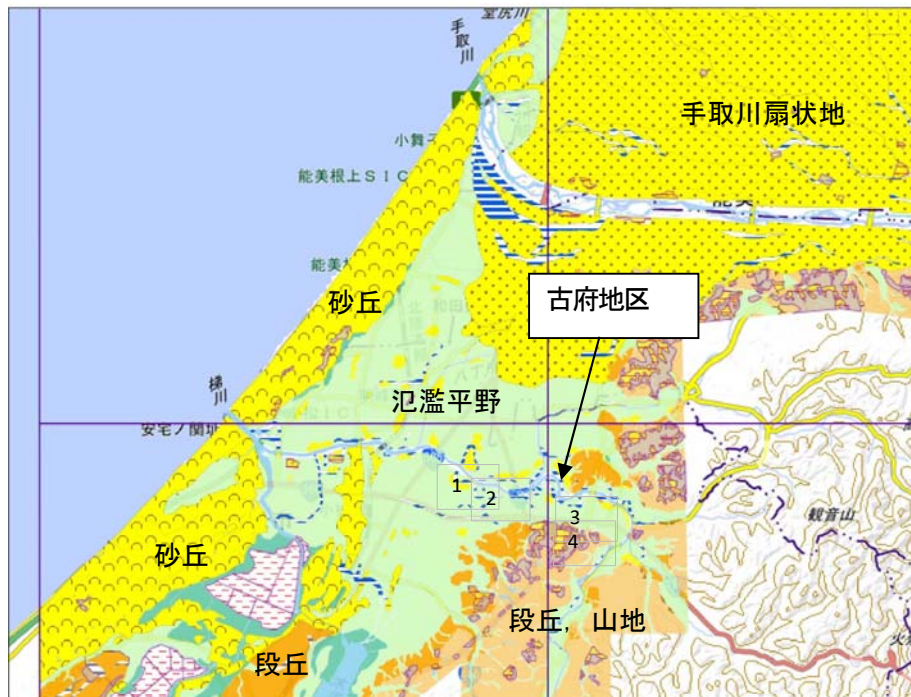


図4-4-6 梯川右岸沿いの地質縦断面図

c.漏水発生箇所の関係

梯川の漏水発生位置は、旧河道の形状が蛇行状から網状に変化する付近で発生している。地質断面図から透水性の高い砂礫層が分布する付近で発生している。古府地区の漏水発生位置をみると旧河道で囲まれた部分で発生している。この付近では水田に利用されており、小松市史²⁰⁾によれば弥生時代の遺跡(白江梯川遺跡, 荒木田遺跡)も確認されていることから、白江～荒木田付近は古くから水田利用された土地で表層に粘性土が分布しているものと考えられる。このように縄文海進の影響を受ける部分や狭窄部のように河川の流が静穏となる環境下では地表面に粘性土が分布するものと考えられる。



図面位置	遺跡名	時代	種別	地形分類
1	白江梯川遺跡	弥生～中世	集落	氾濫平野
2	漆町遺跡群	弥生～中世	集落	氾濫平野
3	荒木田遺跡	弥生	集落	氾濫平野
4	軽海西芳寺遺跡	縄文～中世	集落	段丘, 山地

図4-4-7 梯川周辺の遺跡分布²⁰⁾と治水地形分類図(国土地理院)

梯川(古府地区)の漏水発生位置は、**図 4-4-8**に示すように旧河道で囲まれた部分で発生している。この付近では水田に利用されており、小松市史¹⁸⁾によれば弥生時代の遺跡(白江梯川遺跡、荒木田遺跡)も確認されていることから、白江～荒木田付近は古くから水田利用された土地で表層に粘性土が分布しているものと考えられる。かつの汀線付近では段丘、山地から流れ出た砂礫が分布し、表層を粘性土が覆っている土質構造になっている。**図 4-4-8**の土質縦断面図から、8.2～8.6kpでは表層の粘性土が薄く、以深に砂質土が分布する構造で、噴砂を伴う漏水が発生し、堤防断面が大きい8.4kpですべり破壊が発生している。

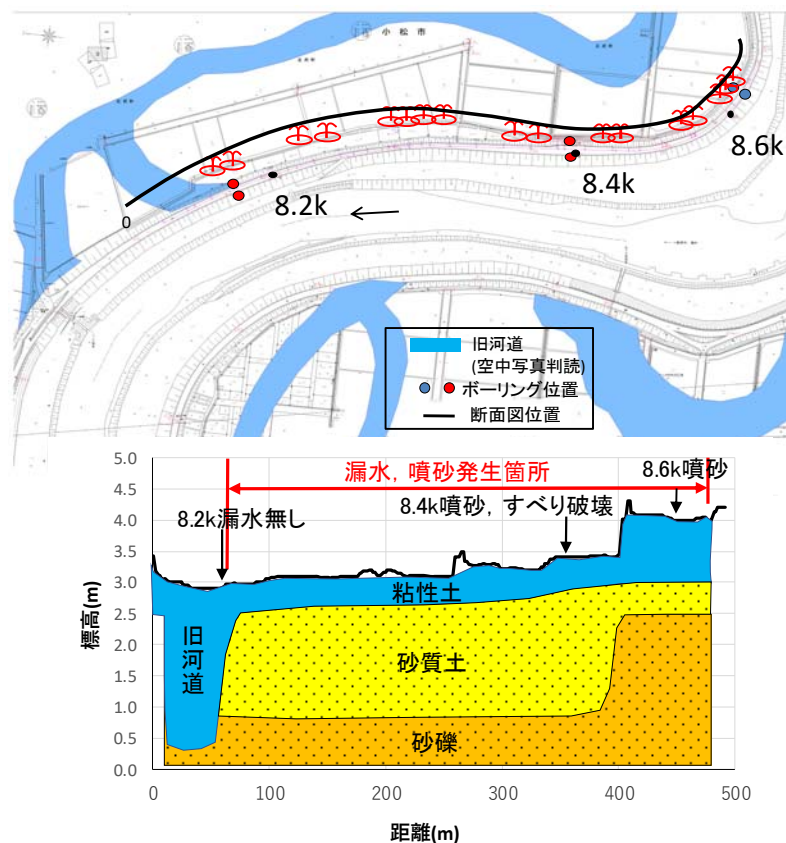


図 4-4-8 古府地区の漏水位置との裏のり尻付近の土質縦断面図

4.5 本章のまとめ

基盤漏水と旧河道の関係を検討するためには、まず、旧河道分布図を含む地形分類図の作成が重要である。地形分類図には断層等を記入することで盆地、平野及び河道の形成過程が読み取れる。千曲川は、主に傾動運動によって、現在の河道位置になっていることから、右岸側(東側)に旧河道が分布している。表層土質は、扇状地では砂礫、氾濫原では河道付近で砂、粘土の互層で以深に砂礫が分布している。狭窄部では粘性土が厚く分布している。基盤漏水発生位置をみると、犀川・裾花川扇状地は典型的な扇形を呈し、周辺丘陵から離れているため、支川等の影響はなく、漏水は発生していない。千曲川扇状地では、谷底堆積低地状を示すため、支川扇状地が河道付近に近く、支川合流付近で漏水が発生している。氾濫原では、現河道と同程度の河幅の旧河道との交差付近で発生している。狭窄部では旧河道で発生しており、人工的に埋め立てた粘土や腐植土を浸透する漏水が発生している。

検討結果のまとめを表4-5-1の一覧表に示した。

表 4-5-1 千曲川、梯川の地形分類ごとの旧河道形成過程、旧河道形状、堆積構造、漏水との関係の整理

地形分類	旧河道の形成過程	旧河道の形状	表層土質構成	漏水との関係
千曲川扇状地	谷底堆積低地を呈するため、大規模洪水時には谷底全体に流れる。その時に網状流路を形成する。	網状流路(犀川・裾花川扇状地に比べ網状度は小さい)	表層より、砂礫が主体	左岸側の支川扇状地が形成される部分で支川合流付近で発生
長野盆地 (犀川・裾花川扇状地)	典型的な扇形を示す。谷口を中心に増水時に河川が転流することで旧河道が形成される	網状流路(千曲川扇状地に比べ網状度は大きい)	表層より、砂礫が主体	漏水の発生無し(河道と周辺山地・丘陵が離れており、地下水の影響が無い)
長野盆地 (氾濫原)	犀川・裾花川扇状地に追いやられ、東側のリアス式状の山地間を流れる旧河道が見られる。現河道は、傾動運動によって、西側に移動している。そのため、右岸側で蛇行状の旧河道が多い。	蛇行状で河幅は現河道と同程度	千曲川河道付近で砂、粘土互層。左岸側の犀川・裾花川扇状地との間で粘性土が厚く分布する区間がある。	旧河道との交差付近で発生している。
立ヶ花狭窄部	地盤が隆起した丘陵部分を流れる穿入蛇行状を呈する。旧河道は右岸側で見られる。	蛇行状で河幅は現河道と同程度。上今井地区～大俣地区は人工的に埋めた部分	粘性土、腐植土が厚く分布する。	旧河道部分で発生している。人工で埋めた粘土、腐植土を浸透する漏水。
飯山盆地	断層の活動によって、河道が規制されている。戸狩狭窄部の入り口部分は、河川が丘陵に当たり転流して、河道が形成されている。	河道の遠い側から河道に向かって、網状・蛇行状・直線状になる。	砂、粘土の互層	旧河道との交差付近で発生している。
海岸平野 (梯川)	縄文海進の海退によって、蛇行河川が形成されたものと考えられる。	蛇行状を呈し、鍋谷川合流から下流は蛇行幅が大きくなる。	表層に粘性土が分布し、以深は砂、礫の互層。鍋谷川合流付近から上流で砂礫が分布する。	旧河道付近または旧河道で囲まれた氾濫原で発生している。

飯山盆地の旧河道の分布は、河道から遠い側から河道に向かって、網状、蛇行状、直線状となる。網状は不連続であり、直線状の旧河道は現在の河道内にある。蛇行状の旧河道について、蛇行幅、河幅が同形状のものをつなぎ合わせると4本の連続した旧河道で漏水が発生している。これ以外の蛇行状の旧河道は、不連続であり、段差を読み取ると最も地盤が高い位置に分布する。不連続な旧河道及び4本の連続した旧河道について、平均動水勾配 H/L と漏水発生との関係を見ると 0.029 以上で発生している。この間の堤防形状では大きな変化はないことから、河川水位と堤内地盤の差 H が大きい箇所でも漏水が発生する。

これらの新旧の旧河道を区分するためには、1m程度の段差であれば、LPデータからの標高段彩図で読み取ることができるが、20～50cmの段差は現地調査、測量により確認する必要がある。

表 4-5-2 飯山盆地における旧河道の特徴と漏水の関係

	旧河道	旧河道の形状	段差の程度	段差の識別	漏水の有無
古い	分断A	不連続	20cm程度	現地踏査, 測量	漏水無し
	分断B	不連続	50cm程度	現地踏査, 測量	漏水無し
新しい	連続1	連続	1m程度	LPデータ等の 段彩図で識別 可能	漏水あり

旧河道は、図4-3-27に示す位置
段差は、旧河道と氾濫原面との差

【参考文献】

- 1) 田端幸輔, 福岡捷二, 内堀住男, 上村勇太 : 堤防脆弱性指標に基づいた堤防破壊危険性評価に関する研究-鬼怒川中下流部平成 27 年 9 月大洪水を例として-, 河川技術論文集, 第 23 卷, pp.387-392, 2017.
- 2) 品川俊介, 佐々木靖人, 日外勝仁 : 平野の河川周辺における地形と表層地質との対応関係, 平成 26 年度研究発表会講演論文集, 日本応用地質学会, pp.87-88, 2014.
- 3) 国立研究開発法人産業技術総合研究所の地質調査総合センター ホームページ
- 4) 海津正倫. 丸山裕一ら共著 古今書院 : 地形分類図の読み方・作り方, pp. 86-87,2002.
- 5) 鈴木隆介著作 古今書院:建設技術者のための地形図読図入門 第 1 巻 読図の基本, pp.131,2004.
- 6) 信州大学「信州の 4 億年」編集委員会 : 大地が語る信州の 4 億年, pp. 251,254,1994.
- 7) 赤羽貞幸 : 最終氷期以降における長野盆地の古環境, 第四紀 27, No.27, pp.37-44, 1995.
- 8) 赤羽貞幸, 上林好之, 富所五郎, 福岡捷二 : 沖積平野における縄文以来の河道と堤防形成過程に関する研究, 財団法人河川管理財団, 平成 19 年度河川整備基金助成金事業, 19-1215-004,pp.6-6,pp.4-38-pp.4-48,2007.
- 9) 国土交通省北陸地方整備局 千曲川河川事務所:平成 19 年度千曲川堤防質的整備計画検討業務報告書, 2007.
- 10) 崔 瑛, 小高 猛司, 李 圭太, 森 三史郎, 林 愛実 : 高透水性基礎地盤を有する河川堤防の浸透破壊メカニズムの検討, 第 28 回中部地盤工学シンポジウム, pp.81-88,2016.
- 11) 齊藤啓・前田健一・泉典洋 : 基盤漏水に伴う噴砂及びパイピング進行条件の検討, 河川技術論文集, 第 22 巻, pp.251-256, 2016.
- 12) 上野俊幸, 笹岡信吾, 森啓年, 中村賢人, 福島雅紀, 諏訪義雄 : 模型実験に基づいた河川堤防のパイピング発達に係る土質条件の分布, 河川技術論文集 第 23 巻, pp.405-410, 2017.
- 13) 笹岡信吾, 上野俊幸, 森啓年, 中村賢人, 福島雅紀, 諏訪義雄 : 大型模型実験に基づく河川堤防におけるパイピング発達過程の考察, 河川技術論文集 第 23 巻, pp.417-422, 2017.
- 14) 太平至徳 : 泥炭, 基本的性質と調査・設計, 施工技術, 4 巻, 6 号, pp148-164, 1971
- 15) Kogure,K,Yamaguchi,h,Ohira,Y.and Ishioroshi,Y. : Physical and engineering properties of a peat ground, Proc. of Advances in Peatland Engineering.NRCC,Ottawa,pp95-100, 1986.
- 16) 関東地方建設局 : 利根川百年史, pp. 1004,1989.
- 17) 国土交通省北陸地方整備局 千曲川河川事務所 : 千曲川堤防漏水検討業務報告書, 2014.
- 18) 建設省金沢工事事務所 : 明治 35 年実測平面図
- 19) 藤井昭二, 藤則雄 : 北陸における後氷期以降の海水準変動, 第四紀研究21(3), pp. 183-193, 1982.
- 20) 石川県小松市ホームページ : 小松市史

第5章 基盤漏水・破壊形態に及ぼす旧河道の影響

前章の漏水事例の整理から、基盤漏水の発生箇所は旧河道との交差付近で多く発生していることを確認した。既往の照査手法の整理から、基盤漏水に影響のある条件は、河川水位と堤防裏のり尻の地盤高との水位差、表層土質の土質構成、透水係数、周辺地下水があげられた。ここでは、基盤漏水と堤防破壊に及ぼす旧河道の影響を評価するため、旧河道の特性、土質構成、透水性、地下水分布、堤防との位置関係を検討する。

5.1 旧河道の土質構成、透水性と基盤漏水発生箇所の検討

5.1.1 梯川の旧河道、基礎地盤透水性と基盤漏水発生箇所の検討

梯川は、石川県小松市を流れる一級河川で、直轄管理区間の河床勾配は $1/690 \sim 1/4,500$ と緩やかである。この直轄区間において、平成18年8月及び平成25年7月、9月出水により、数箇所でも漏水が発生している。

図5-1-1には、戦後米軍が撮影した空中写真や明治35年実測平面図(建設省金沢工事事務所)から判読した旧河道分布を示す。基盤漏水が発生した白江、千代、古府、荒木田地区は、いずれも旧河道と堤防の交差付近または堤防と旧河道に囲まれた範囲に位置していることがわかる。



図5-1-1 梯川の米軍撮影の空中写真による旧河道判読図と漏水発生箇所

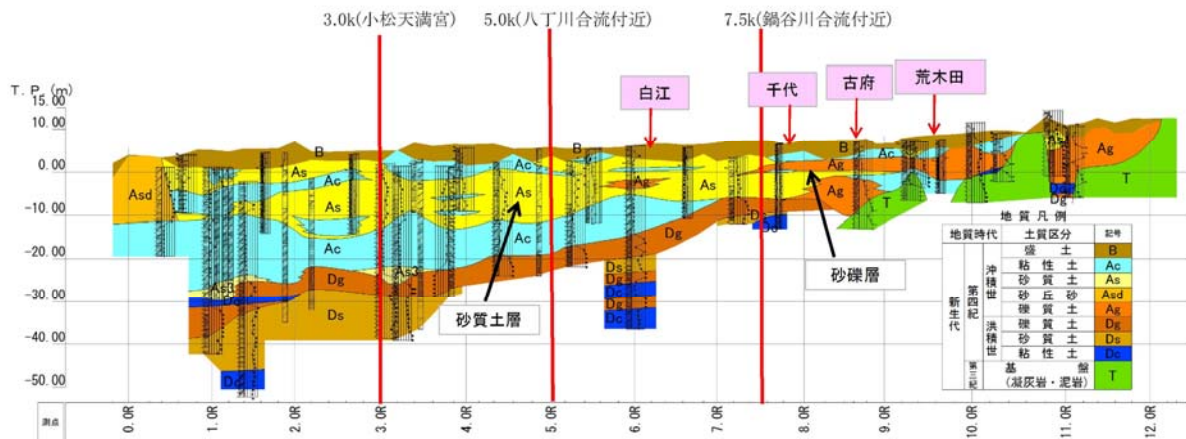


図5-1-2 梯川右岸沿いの地質縦断面図

図5-1-2に梯川右岸の地質縦断面図を示す。基盤漏水の発生要因となる透水層(砂質土層, 砂礫層)の透水係数と表層土の土質, 層厚を河川縦断方向に整理したものを図5-1-3に示す。透水層の透水係数は, 地質縦断面図の地層を反映して下流側で小さく, 上流側に向かって大きくなる明瞭な傾向がある。図中の赤点線枠の範囲外にあるデータは, 最下流の透水係数 $10^{-4}m/s$ を示す粒径均一な砂丘砂であり, 最上流の透水係数 $10^{-5}m/s$ は谷底平野に堆積する砂礫層で, 細粒分をマトリックス状に混入するため透水係数が低くなっている。さらに, 図5-1-4は堤防詳細点検で実施した地質横断面図から, 浸透破壊に直接に関係する裏のり尻付近の表層土質の層厚とそれ以深に分布する透水層(図5-1-2)の地質縦断面図の基礎地盤で連続する透水層である砂質土層及び砂礫層)の透水係数を模式的に示したものである。

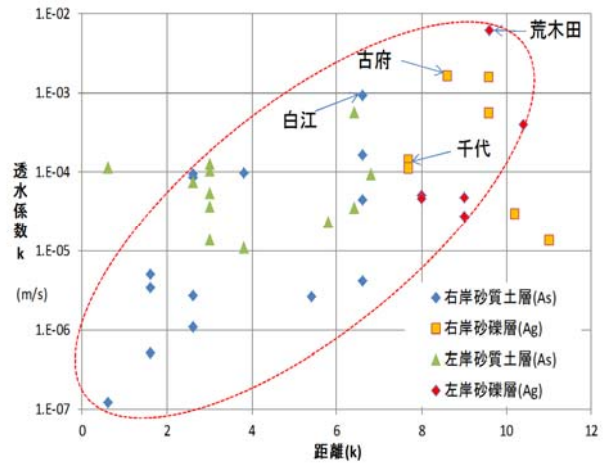


図 5-1-3 河川縦断方向の基礎地盤透水層の透水係数

岸	距離(k)	堤体土質	砂	層厚	透水係数	備考
左岸	0.6k	表層土質	粘性土	1m	-	
		透水層	砂	2m	1.15.E-04	
右岸	0.6k	表層土質	砂	1m	2.61.E-04	
		透水層	シルト質砂	2m	1.22.E-07	
左岸	1.6k	表層土質	シルト質砂	1m	7.54.E-05	
		透水層	粘性土	3m	-	
右岸	1.6k	表層土質	粘性土	3m	-	
		透水層	シルト質砂	3m	3.40.E-06	
左岸	3.0k	表層土質	粘性土	1.5m	-	
		透水層	砂	-	1.28.E-04	
右岸	2.6k	表層土質	粘性土	3m	-	
		透水層	シルト質砂	-	8.73.E-05	
左岸	3.8k	表層土質	粘性土	2.0m	-	
		透水層	砂	-	1.11.E-05	
右岸	3.8k	表層土質	粘性土	3m	-	
		透水層	シルト質砂	-	9.92.E-05	
左岸	5.8k	表層土質	粘性土	2m	-	
		透水層	シルト質砂	-	2.37.E-05	
右岸	5.4k	表層土質	粘性土	2m	-	堤体漏水
		透水層	シルト質砂	-	2.60.E-06	
左岸	6.4k	表層土質	砂	2m	3.57.E-05	噴砂
		透水層	砂	-	5.64.E-04	
右岸	6.6k	表層土質	粘性土	1m	-	
		透水層	砂	-	9.45.E-06	
左岸	6.8k	表層土質	粘性土	3m	-	堤体漏水
		透水層	砂	-	9.61.E-05	
右岸	7.7k	表層土質	シルト質砂	3m	3.95.E-05	漏水のみ
		透水層	砂礫	-	1.50.E-04	
左岸	8.0k	表層土質	粘性土	3m	-	
		透水層	砂礫	-	5.13.E-05	
右岸	8.4k	表層土質	砂	2m	1.84.E-06	噴砂、すべり破壊
		透水層	砂礫	-	1.60.E-03	
左岸	9.6k	表層土質	粘性土	1m	-	漏水のみ
		透水層	砂礫	-	6.10.E-03	
右岸	9.6k	表層土質	粘性土	3m	-	
		透水層	砂礫	-	5.57.E-04	
左岸	10.4k	透水層	砂礫	-	4.02.E-04	
右岸	11.0k	透水層	砂礫	-	1.34.E-05	

透水係数の単位 : m/s

透水係数の単位 : m/s

図 5-1-4 裏のり尻付近の模式的に示された土質構成図

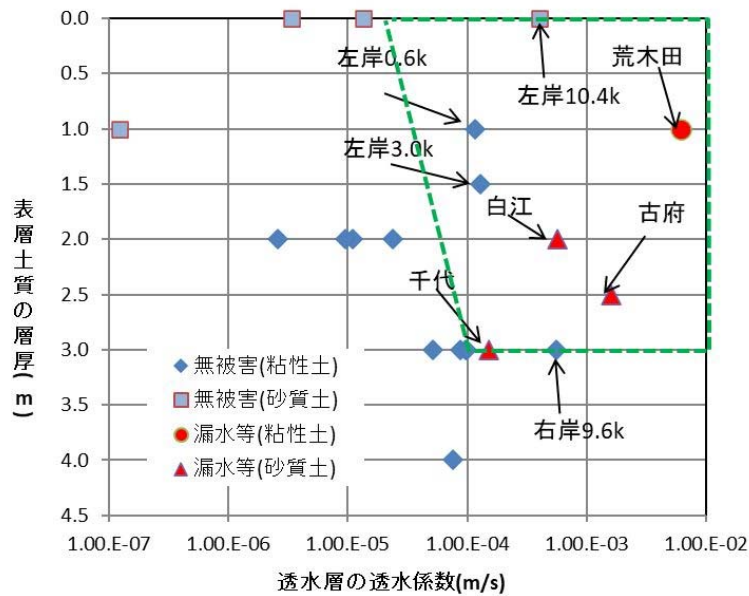


図5-1-5 基礎地盤の透水層の透水係数と表層土質の層厚の関係

この模式図をもとに横軸に透水層の透水係数、縦軸に表層土質の層厚をとり図5-1-5に示した。図より、漏水発生箇所は、表層土質の層厚が3m以下で、透水層の透水係数が 10^{-4} m/s以上であることがわかる。枠の範囲付近にある無被害箇所は、砂丘地や谷底平野にあり、漏水箇所は河道の河床勾配変化点や旧河道の分布状況等の地形との関係を踏まえた検討が必要である。

次に噴砂が発生する砂層(土粒子の移動が発生する砂層)の粒度組成を図5-1-6に示す。粒度組成は、「河川堤防の土質試験結果情報」¹⁾の土質試験データを用いている。地盤工学会で用いられる均等係数は D_{60}/D_{10} であるが、 D_{10} は細粒分含有率が多い土質では求められない場合が多いため、ここでは均等係数を D_{60}/D_{20} として整理した。

白江地区の噴砂は、表層に分布する砂質土層が噴出しており(図5-1-4, 写真5-1-1)、均等係数が10以下、細粒分含有率FCは35%以下の範囲にある(道路橋示方書の液状判定の目安値²⁾)。千代地区は、漏水のみ発生で表層土質は砂混じりシルトであり、細粒分含有率は50%以上である。

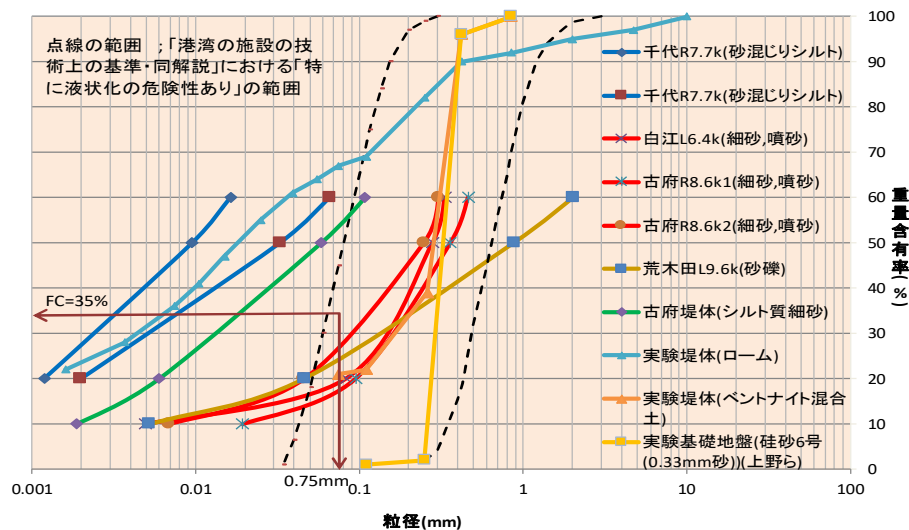


図5-1-6 漏水箇所生箇所の粒径加積曲線

表 5-1-1 梯川漏水箇所の表層土質の粒度特性

地区名, 土質名等	千代R7.7k1 (砂混じり シルト)	千代R7.7k2 (砂混じり シルト)	千代R7.7k3 (シルト質 細砂)	白江L6.4k (細砂, 噴砂)	古府R8.6k1 (細砂, 噴砂)	古府R8.6k2 (細砂, 噴砂)	荒木田 L9.6k (砂礫)
60%粒径(mm)	0.0163	0.0657	0.165	0.3333	0.462	0.305	2.02
20%粒径(mm)	0.00119	0.00198	0.0115	0.0827	0.0947	0.0459	0.046
均等係数 D_{60}/D_{20}	13.7	33.2	14.3	4.0	4.9	6.6	43.9

荒木田地区の表層土質は粘性土であること、透水層が砂礫で粒度特性が液状化の範囲外であることから、漏水のみの発生がみられた(写真 5-1-2)。透水層の砂礫層の粒径加積曲線は、噴砂の粒径加積曲線に比べ右側に位置し、均等係数は 44 と大きく緩い勾配の曲線となっている。

図中の点線の範囲は、「港湾施設の技術上の基準・同解説」^③で示されている「特に液状化の危険性あり」の粒度範囲にあり、浸透破壊による噴砂を生じやすい土質は、液状化しやすい砂粒子と同範囲にあることがわかる。桑野ら^{④,⑤}は、液状化による噴砂発生メカニズムに関する模型実験で振動台実験と水頭差による上向き浸透流の実験を比較し、噴砂の発生する粒径、流速の関係は同様に対応することを確認している。

また、図 5-1-6 には前章 2.7 で整理した上野、笹岡ら^⑥が模型実験で使用した土質の粒径加積曲線を合わせて示した。堤体土質に使用したベントナイト混合土及び基礎地盤の上層に使用した珪砂 6 号(0.33mm 砂)は、梯川の噴砂の粒度特性と同様の範囲にある。模型実験では基礎地盤が上下層を砂層とした複層構造で、上層の透水係数に対して下層の透水係数が大きい場合には、堤体土質のベントナイト混合土(透水係数 $k=4.1 \times 10^{-9} \text{m/s}$ の不透水材料)も流出し、急激な沈下発生による決壊状態に至ったと報告されている。このように堤体土質が不透水性材料でも砂層と接している場合には粒度組成によっては堤体との境界で内部侵食のような土粒子移動が起こり、堤防の沈下変状が発生することが確認されている。

古府地区の堤体土質の粒径加積曲線は勾配が緩やかで、細粒分も多く、模型実験のベントナイト混合土とは異なる粒度組成である。



写真 5-1-1 白江地区(左岸 6.6kp 付近)の漏水状況(噴砂)



写真 5-1-2 荒木田地区(左岸 9.5kp 付近)の漏水状況(漏水のみ)

[まとめ]

基盤漏水の形態は、表層土質構成の影響を強く受ける。表層土質構成とは、地表面から透水層までの土質で、表層土質が細粒分の多い土質の場合には、漏水のみの現象となる。透水層上位に粒径均一で細粒分の少ない砂層が分布する場合には噴砂が発生することが多い。

表 5-1-2 には、表層土質構成を 4 つのパターンで示し、模型実験結果と類似する漏水形態をまとめた。

表 5-1-2 表層土質構成と漏水形態，模型実験の類似ケース

区分	土質構成	漏水形態	漏水箇所	模型実験の類似ケース
土質構成 ①	粘土	噴砂	古府地区	ケース6,7 (短時間で決壊に至るパターン)
	砂			
	砂礫			
土質構成 ②	粘土	漏水のみ	荒木田地区, 千代地区	ケース8 (漏水のみのパターン)
	砂礫			
土質構成 ③	砂	噴砂	白江地区	ケース11,12 (提体土砂移動パターン)
	砂礫			
土質構成 ④	砂礫	漏水のみ	千曲川扇状地	ケース13 (巨礫漏水のみパターン)

模型実験の類似ケースは、表 2-7-2 に示した小高ら、笹岡らによる実験ケースである

5.1.2 堤防裏のり尻付近の土質縦断図と基盤漏水発生箇所の検討

第4章で示したように千曲川では、空中写真判読から地形分類図を作成している(図5-1-7)。本章では、昭和57年～平成18年出水で発生した基盤漏水箇所と旧河道分布の関連を検討した。基盤漏水発生箇所の6地区(表5-1-3)で詳細な調査を実施し、堤防裏のり尻付近の土質縦断図を作成した。土質縦断図は、1～2k間隔で実施されているボーリング調査を補完するためのスウェーデン式サウンディング試験を実施し、裏のり尻付近の地盤面を基準とし作成した。

これらから、①旧河道の形状、②旧河道と堤防の交差状況、③漏水箇所と健全箇所の土質特性の違い、④地下水位と地盤面の関係を比較検討し、⑤堤防裏のり尻沿いの漏水発生箇所の特徴を考察する。これにより、第6章の堤防弱点箇所抽出方法につなげる。

表5-1-3 検討地区の河床勾配、地形分類、漏水状況

地区名	区間延長(km)	代表位置	河床勾配(計画)	地形分類	漏水状況
穂高	0.5	右岸29.4k	1/1,000	氾濫原	漏水のみ
相之島	0.85	右岸57.6k	1/700	氾濫原	漏水のみ
村山	2.3	右岸59.0k	1/700	氾濫原	噴砂あり
福島	0.6	右岸61.5k	1/700	氾濫原	漏水のみ
八幡	1.5	左岸83.9k	1/400	扇状地	漏水のみ
須坂	0.6	右岸86.1k	1/350	扇状地	漏水のみ

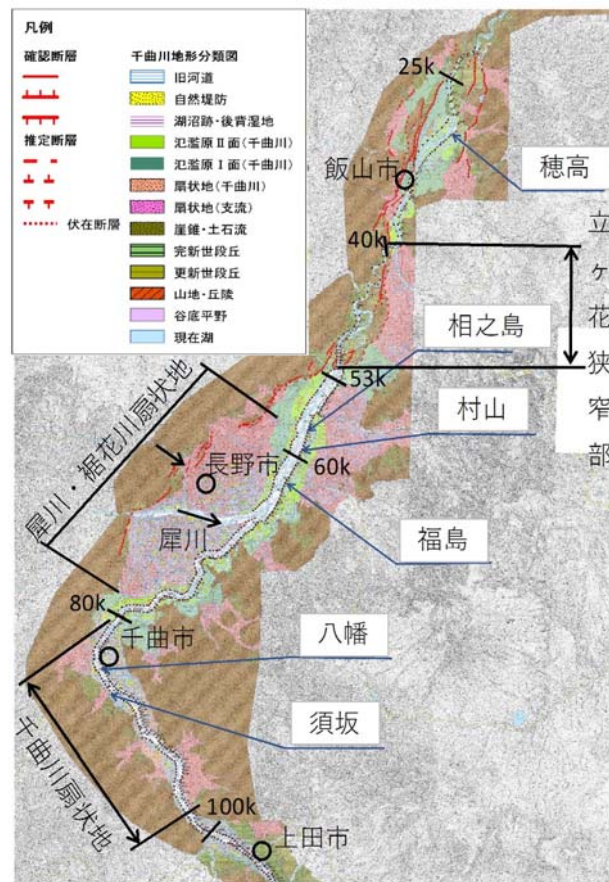


図5-1-7 千曲川の地形分類図と漏水検討位置

(1)千曲川の河道、地形分類の特徴

千曲川は、甲武信岳を源に佐久市、上田市(距離標 100kp 付近)を北西方向に流れ、千曲市(距離標 80kp 付近)で北北東方向に流れる。距離標 80k～100kp 付近までは、千曲川は山地に規制されながら流れ谷底堆積低地状を示す。ここでの旧河道は網状流路状を呈し、点在型自然堤防がみられる千曲川扇状地を形成している。距離標 80kp 付近から下流で流れを北北東方向に変え、河床勾配が 1/860～1/1,470 と緩くなり、蛇行河川となる。長野盆地の中央付近から犀川が流入し、典型的な扇状地形を呈する。千曲川はこの扇状地に追いやられるように東側を流れる。長野盆地西側に西縁断層が分布し、この断層の活動によって、断層東側が沈降し、長野盆地を形成している。長野盆地における千曲川は、旧河道の分布位置から、かつては半島状に突き出た丘陵間の低地部分の流れであった。盆地の西側が沈降し、東側山地の隆起によって西側に流れを移している。また、江戸時代の松代城付近では大規模な瀬替えが行われ、現在の河道位置となっている。犀川合流後は、旧河道の蛇行帯幅が小さくなり、現河道は直線状流路となる。盆地の沈降・隆起運動によって千曲川右岸側の支川の扇状地が発達し、松川扇状地が迫り、この扇状地上に千曲川の氾濫堆積物が分布している。左岸側は、後背低地が分布し、堤防直下に粘性土が厚く分布している。距離標 40～53kp 付近は、立ヶ花狭窄部の隆起地帯で穿入蛇行の流れとなり、距離標 40kp 付近から下流で飯山盆地を流れ、蛇行状の旧河道が左右岸に分布し、現在の河道は蛇行した旧河道を分断

して直線状に流下している。

(2)各地区における堤防基盤の漏水と旧河道位置の関係

1)千曲川扇状地(距離標 80~100kp 付近)の基盤漏水
(八幡地区, 須坂地区)

八幡地区：①旧河道形状は網状で(図 5-1-8), ②旧河道と堤防の交差はほぼ平行である。③土質特性は, 表層 1m 前後の層厚で礫混り砂が連続して分布している(図 5-1-9)。④地下水位は砂礫層中に分布し, ⑤表層より透水層の砂礫層が全体に分布することから, 河川の増水に伴う地下水位の上昇によって, 地表面付近に水圧が集中する箇所が無く, 漏水箇所は地盤面が最も低い位置で発生している。表層土質は, 土粒子が粗い砂, 砂礫であることから漏水形態は漏水のみである。

須坂地区：①旧河道形状は網状で, ②旧河道と堤防の交差は平行~斜めでである。③土質特性は, 表層より砂礫が厚く分布し, 旧河道部分と以深の砂礫層の境界は不明である(図 5-1-10)。④地下水位は砂礫層中に分布し, ⑤漏水発生箇所は, 八幡地区と同様に地盤面が最も低い箇所が発生している。標高段彩図(図 5-1-11)でも漏水箇所が周辺に比べ低地であることが読み取れ, 抽出方法作成のための一つのデータとなる。漏水形態は, 土粒子移動が少ない砂礫のため漏水のみである。

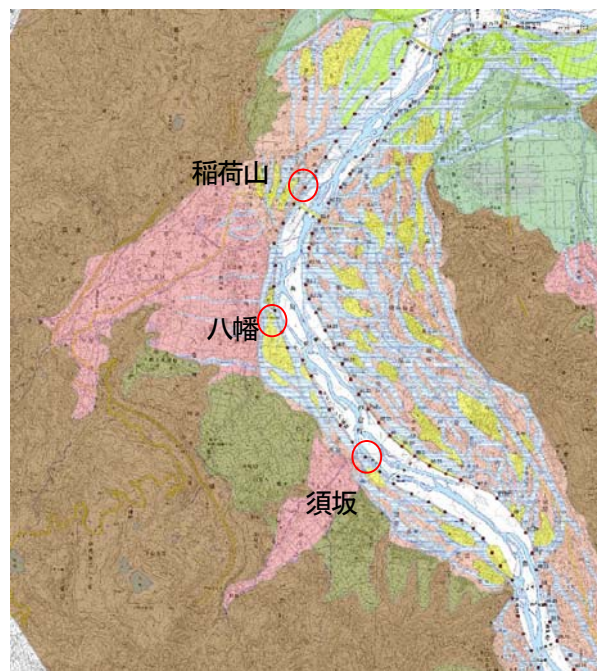


図 5-1-8 八幡, 須坂地区の旧河道分布と周辺地形

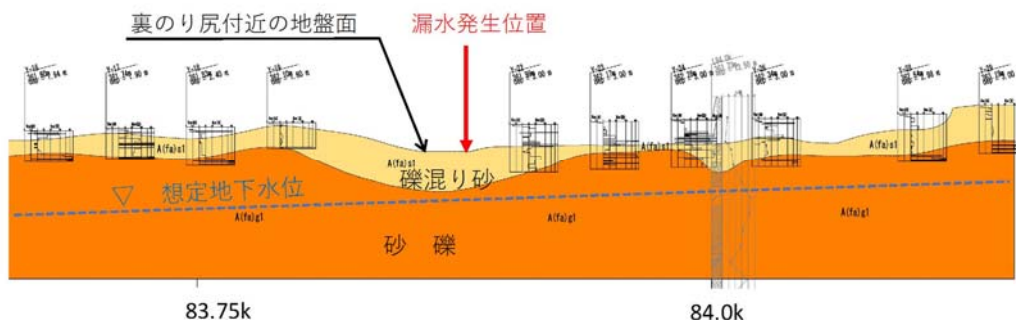


図 5-1-9 八幡地区の堤防裏のり尻付近の土質縦断面図

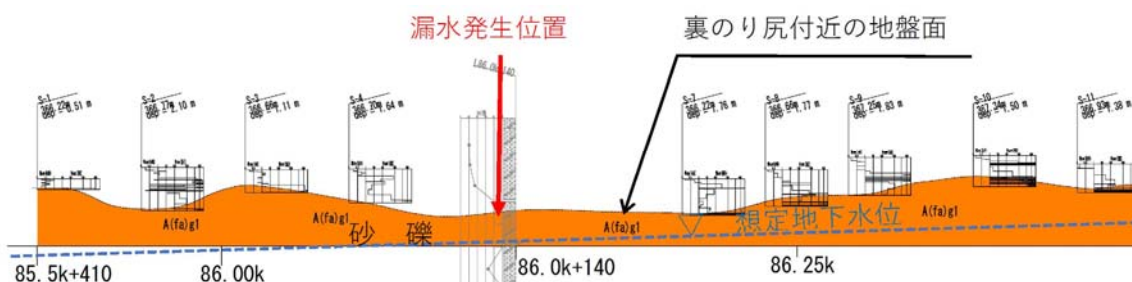


図 5-1-10 須坂地区の堤防裏のり尻付近の土質縦断面図

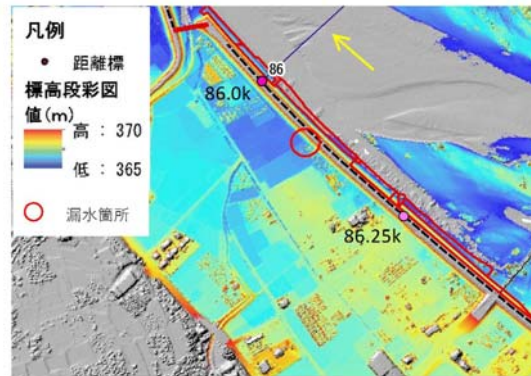


図 5-1-11 須坂地区の標高段彩図と漏水発生位置

(3) 氾濫原(長野盆での堤防基盤の漏水) 福島地区, 村山地区, 相之島地区

福島地区：①旧河道形状は蛇行状で，②堤防は旧河道上に構築されており，③土質特性は表層全体に粘性土が分布する(図 5-1-12)．④地下水位は堤内地盤下 3m 程度の砂礫層中に分布している．⑤漏水発生箇所は，粘性土が薄く分布し，河川増水により地下水位が上昇し，砂礫層が凸状となる部分に水が集中する．漏水形態は粘性土，砂礫の構成で土粒子移動が少ない土質のため漏水のみである．

村山地区：図 5-1-13 に示すように①旧河道形状は蛇行状で，②堤防と斜めに交差し，旧河道の蛇行帯幅 B が約 130m で，現堤防敷幅 b は約 45m で，敷幅に対する旧河道の蛇行帯幅の割合 B/b をみると約 3 である．③土質特性は，図 5-1-14 から旧河道で粘性土が分布し，氾濫原部分で砂質土が分布する．スウェーデン式サウンディング試験結果の値をみると粘性土で W_{sw} (荷重)=1kN 以下と小さく，砂質土は N_{sw} (半回転数)=50 前後と明瞭に土質が区分できる．④地下水位は堤内地盤下 3m 程度の砂礫，砂質土中に分布する．⑤漏水発生箇所は，旧河道

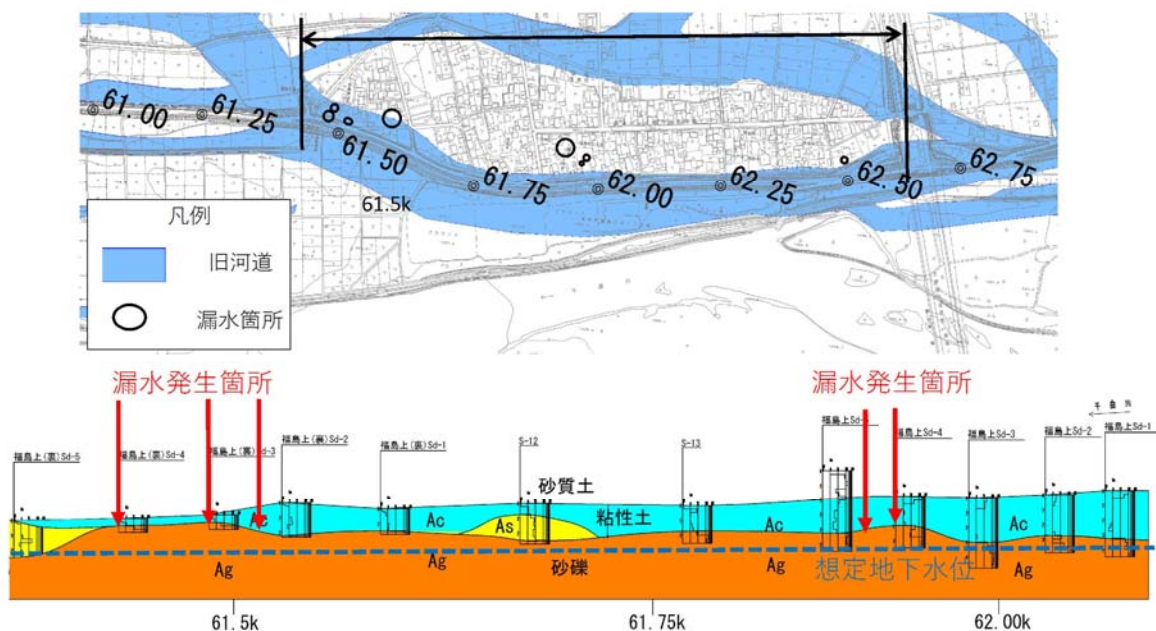


図 5-1-12 福島地区の堤防裏のり尻付近の土質縦断図と漏水発生位置，旧河道との関係

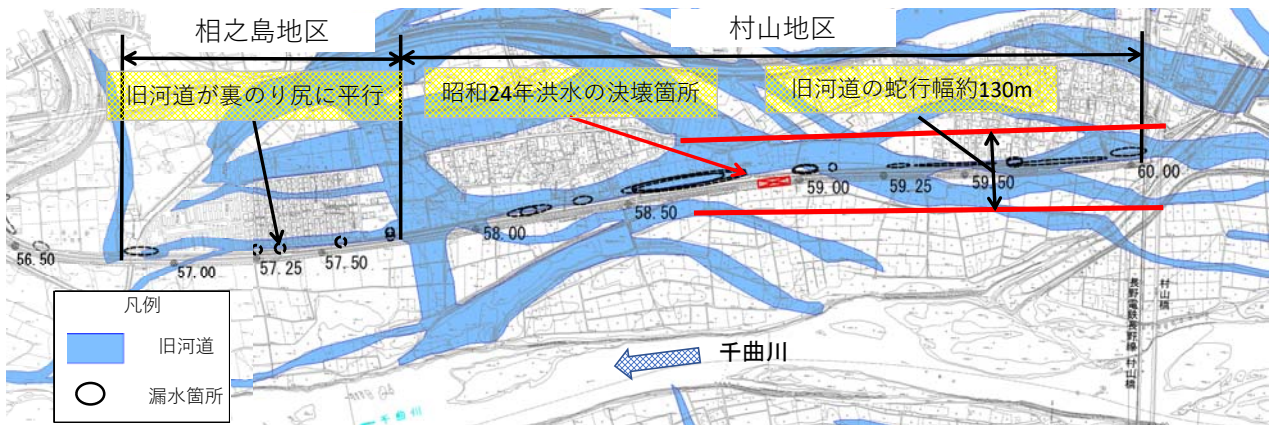


図 5-1-13 相之島, 村山地区の旧河道分布図

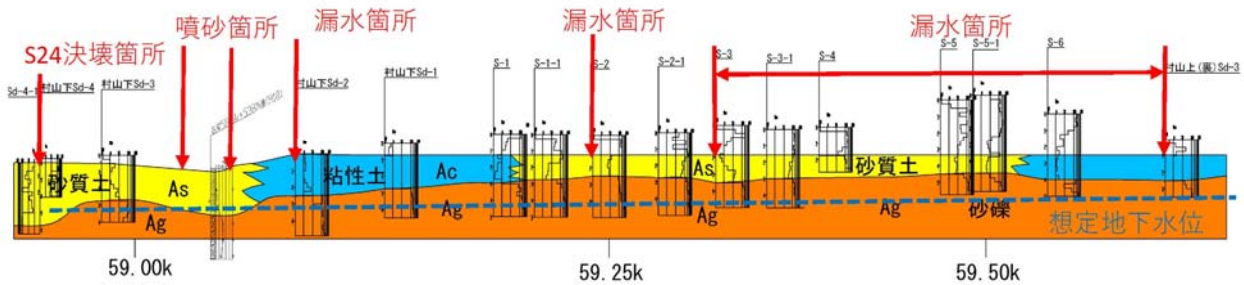


図 5-1-14 村山地区の堤防裏のり尻付近の土質縦断図

と現堤防の境界付近で発生し、上流側では粘性土、砂質土層が層厚 1m 程度と薄く分布し、そこでは漏水のみが生じている。一方、下流側では砂質土層の層厚が 2~3m と厚くなり、漏水を伴う噴砂が生じ、平成 18 年出水では最も規模の大きい漏水箇所であった。

相之島地区：図 5-1-13 に示すように①旧河道形状は緩やかな蛇行～直線状で、②旧河道は、堤防の裏のり尻付近に平行に存在する。③土質特性は、図 5-1-15 の裏のり尻付近ののり面部分の土質縦断図から堤体土質以下には表として表層全体に粘性土、砂質土が分布する。④地下水位は堤内地盤下 3m 程度の砂質土層中に分布し、⑤漏水発生箇所は、砂質土層の出現深度が浅い箇所で発生している(図 5-1-15 の赤丸部分)。漏水形態は、堤内地側で旧河道の粘性土が厚く分布し、以深の砂質土は細粒分を含むため、漏水のみである。

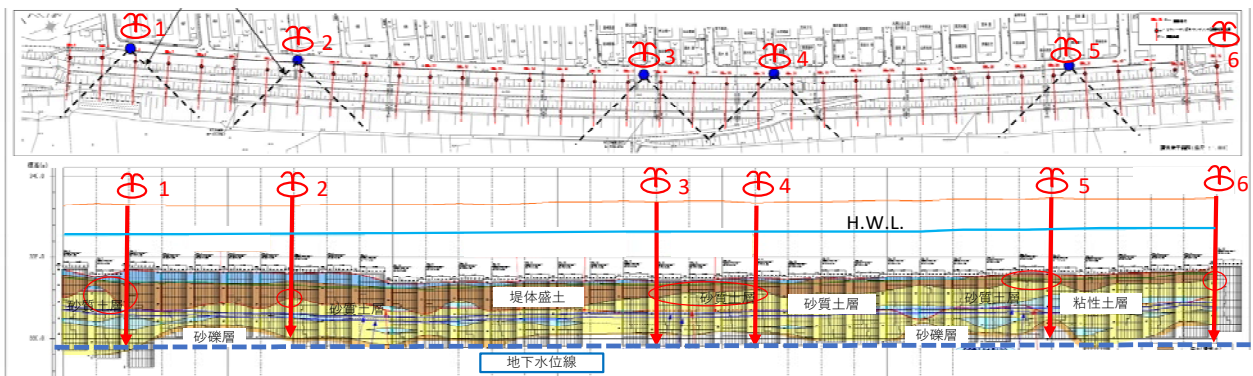


図 5-1-15 相之島地区の堤防裏のり尻付近の土質縦断図⁸⁾に加筆

(4) 氾濫原(飯山盆地)の堤防基盤の漏水 穂高地区

①旧河道形状は蛇行状で、②堤防との交差は、蛇行帯幅 B が約 1,350m と大きく、直行するように交差する。堤防敷幅 b との比 B/b は約 23 となる。③穂高地区の土質縦断面図を図 5-1-20 に示した。図 5-1-18 の土質縦断面図は、図 5-1-16 の初版治水地形分類図をもとにスウェーデン式サウンディング試験のみで作成されたものであるため、旧河道 2 の部分の土質が反映されていない。氾濫原の砂質土の細粒分含有率が多く、旧河道の粘性土と類似する土質性状となることから、スウェーデン式サウンディング試験の強度のみでは土質区分が困難である。

図 5-1-20 の土質縦断面図は、直接土質観察できる検土杖による調査を併用して実施し作成した。また、土質縦断面図の地盤面は、堤防裏のり尻付近の高さを反映し、地表面の起伏を表している。地表面の低い位置は、旧河道部分(標高 310m 程度)であり氾濫原(標高 310m 程度)との比高差を現地で確認できる。また、図 5-1-19 の標高段彩図でも旧河道 1, 2 の段差を判読することができる。図 5-12-20 の土質縦断面図から、旧河道では粘性土が分布し、氾濫原では砂質土が分布する。④地下水位は、砂礫(Rg)と礫混り砂(Dsg)中に存在し、⑤漏水箇所は、地下水面と地表面との距離が近い箇所(旧河道の低地部分)で見られ、表層土質が粘性土で噴砂無しの漏水のみである。

図 5-1-20 で特に着目すべき部分は、スウェーデン式サウンディング試験結果で氾濫原部分の砂礫層(Dsg)は、強度が大きくほとんど貫入不能な状態であるが、旧河道部分の砂礫層(Dsg)は 2m 程度貫入できる強度を有することである。この部分は、旧河道部分の旧河床堆積物の砂礫と推定され、オーガーボーリングによるサンプリングを行い、粒度試験を実施した(S-1,S-2,S-3)。写真 5-1-3 と写真 5-1-4 に示す旧河床堆積物(Rg ; 砂礫)と氾濫原の砂礫層(Dsg ; 礫混り粗中砂)を比較すると旧河床堆積物が全体に粗い粒度組成であり、クレーガーの近似式から求めた透水係数は S-1 の旧河床堆積物(Rg)で $k=5.4 \times 10^{-4} \text{m/s}$ 、S-2 の氾濫原砂礫層(Dsg)で $k=9.3 \times 10^{-5} \text{m/s}$ と 1 オーダー程度旧河床堆積物が大きい値を示す。

図 5-1-21 には、図 5-1-5 で示した梯川堤防での透水層の透水係数と表層土質の層厚の関係図に、千曲川穂高地区での旧河道 S-1 の河床堆積物(Rg)の透水係数をプロットしている。旧河道 S-1 は、梯川の漏水発生範囲にあることがわかり、漏水発生は、透水層の透水係数が大きく影響している。

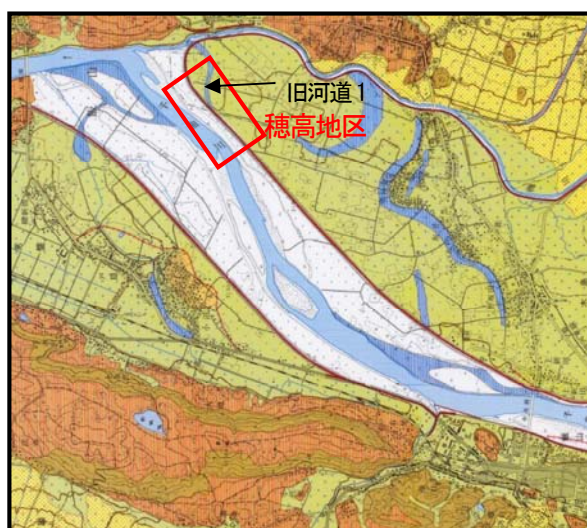


図 5-1-16 初版の飯山盆地の治水地形分類図
赤い四角内が穂高地区で図 5-1-18 の
土質縦断面図を作成した範囲

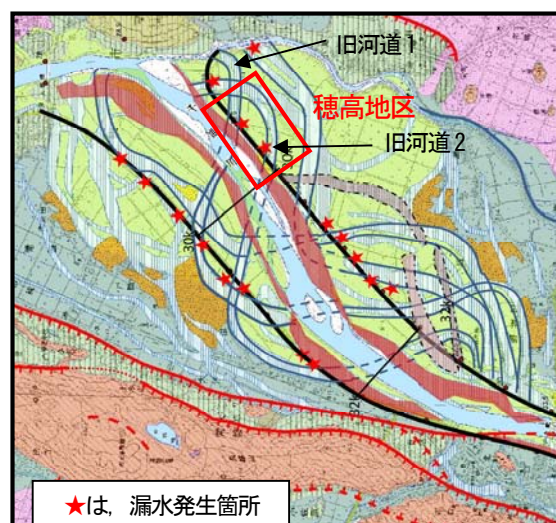


図 5-1-17 空中写真判読による飯山盆地の旧河道分布図
赤い四角内が穂高地区で図 5-1-20 の土質縦
断面図を作成した範囲

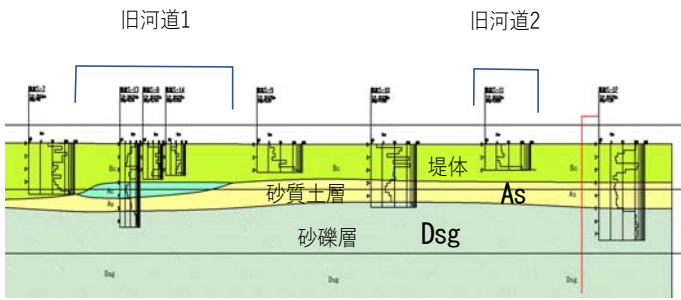


図 5-1-18 初版の治水地形分類図をもとに作成した堤防裏のり尻付近の土質縦断図

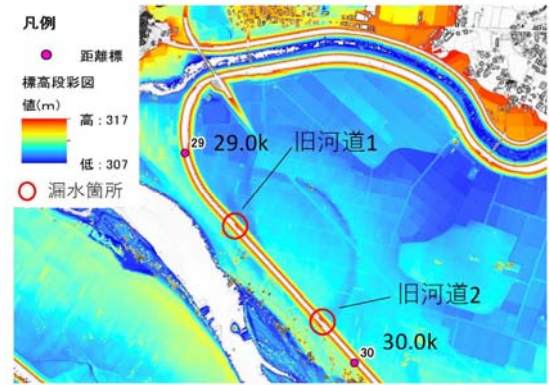


図 5-1-19 穂高地区の標高段彩図と漏水発生箇所

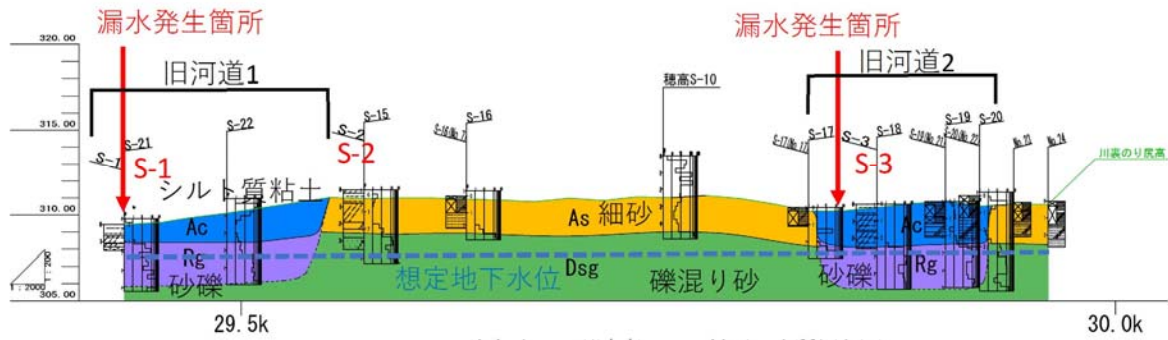


図 5-1-20 検土杖、オーガーボーリング調査を加えた堤防裏のり尻付近の土質縦断図



砂 礫

写真 5-1-3 S-3 地点の旧河道堆積物 Rg



礫混り粗中砂

写真 5-1-4 S-2 地点の礫混り砂 Dsg

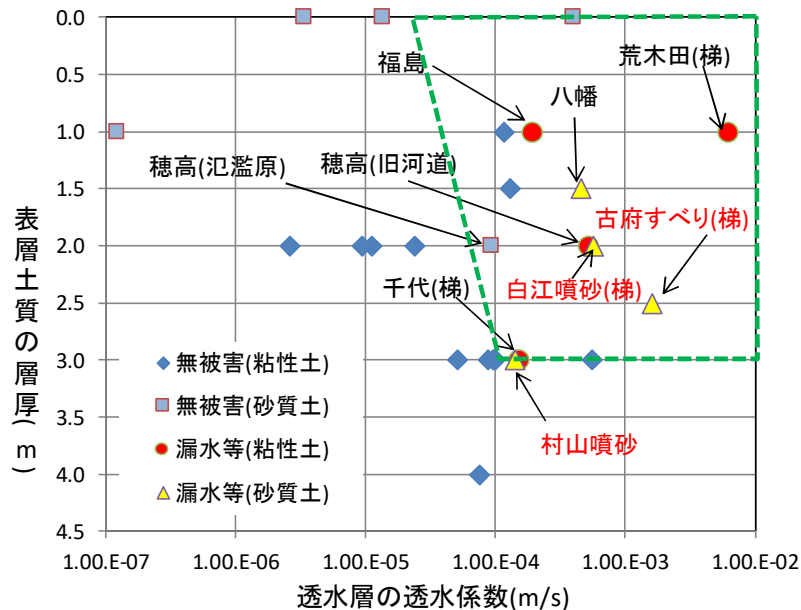


図 5-1-21 梯川における透水層の透水係数と表層土質の層厚の関係(穂高地区含む)

【まとめ】

本節のまとめを以下に示す。机上調査で空中写真判読した旧河道分布を反映した地形分類図を河川全体で作成することで、対象区間の上流～下流の旧河道形状を俯瞰的に把握できる。さらに詳細調査では、堤防と旧河道の交差状況を踏まえた堤防裏のり尻付近の土質縦断面図を作成することで、表層土質の区分を行い地形分類(旧河道、氾濫原)ごとの土質を連続的に把握することができる。土質縦断面図から、砂、砂礫層の起伏や地下水位との関係を明らかにすることで漏水箇所、漏水形態の抽出が可能である。抽出のための調査方法は、1～2km 間隔で実施されているボーリングデータを補完するスウェーデン式サウンディング試験で信頼性の高い土質縦断面図を作成可能となる。河床勾配が緩くなる箇所では氾濫原と旧河道の土質が類似し、正しい判断ができなくなることを回避するため直接土質観察できる検土杖調査等が必要である。

扇状地では、周辺支川と河川との位置関係、標高段彩図によって地盤の低い箇所、周辺地下水の影響を受けやすい箇所で漏水が発生する。旧河道と氾濫原の土質が砂礫、礫混り砂で土粒子移動の少ない土質であることから、漏水のみの現象である。

このようにして得た地形分類ごとの旧河道、氾濫原の土質と漏水形態のまとめを図 5-1-22 に示す。氾濫原(長野盆地)では、旧河道の土質が粘性土、氾濫原の土質が砂質土で堤防と旧河道の交差付近で漏水が発生し、砂質土が液状化の危険性のある範囲の土質であり、噴砂を伴う漏水が発生する。

氾濫原(飯山盆地)では、旧河道の土質がシルト質粘土、氾濫原の土質がシルト混り細砂と土質区分が不明瞭で土粒子移動が少ない土質となることから、漏水発生箇所は、地盤高の低い旧河道部分で漏水のみの現象である。

旧河道と氾濫原の表層土質の粒度特性を図 5-1-23 に示した。同図から旧河道の表層土質は粘性土が主体であり、氾濫原の表層土質は砂質土であることがわかる。図 5-1-24 には旧河道と氾濫原の透水層(主に砂礫層)の透水係数の関係を示した。同図から、旧河道部分の透水層の平均透水係数(累乗平均)は、 $k=8 \times 10^{-5} \text{m/s}$ であり、氾濫原の透水層の平均透水係数(累乗平均)は $k=8 \times 10^{-6} \text{m/s}$ と旧河道の透水係数が 1 オーダー大きく、穂高地区で確認された土質と同様の違いであることがわかる。

検討地区	穂高	村山	福島,相之島	八幡,須坂	犀川
地形分類	氾濫原 (飯山盆地)	氾濫原(長野盆地)		扇状地 (谷底堆積 低地状)	扇状地
河床勾配	1/1,100	1/700		1/700	1/500
旧河道 の形状	蛇行状	蛇行状	蛇行状	網状	網状
蛇行幅B	1,350m	130m	130m	-	-
旧河道	ほぼ直角	斜め交差	平行	様々	様々
蛇行幅B/ 堤防敷幅b	B/b=23	B/b=3	B/b=0	様々	様々
旧河道 の土質	シルト質 粘土	粘性土	粘性土	礫混り砂	砂礫
氾濫原 の土質	シルト混り 細砂	砂質土	砂質土	礫混り砂	砂礫
	⇩	⇩	⇩	⇩	⇩
漏水形態	漏水のみ	噴砂	漏水のみ	漏水のみ	漏水無

図 5-1-22 地形分類ごとの旧河道, 氾濫原の土質と漏水形態まとめ

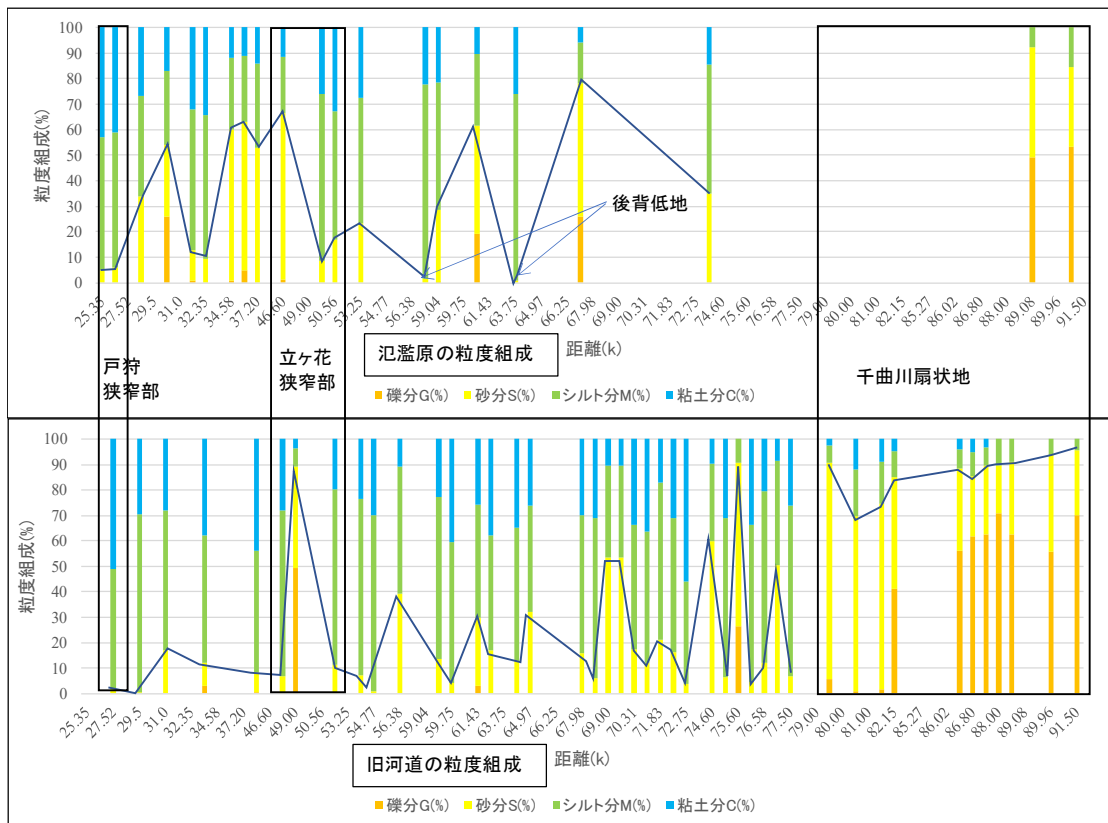


図 5-1-23 旧河道と氾濫原の粒度組成

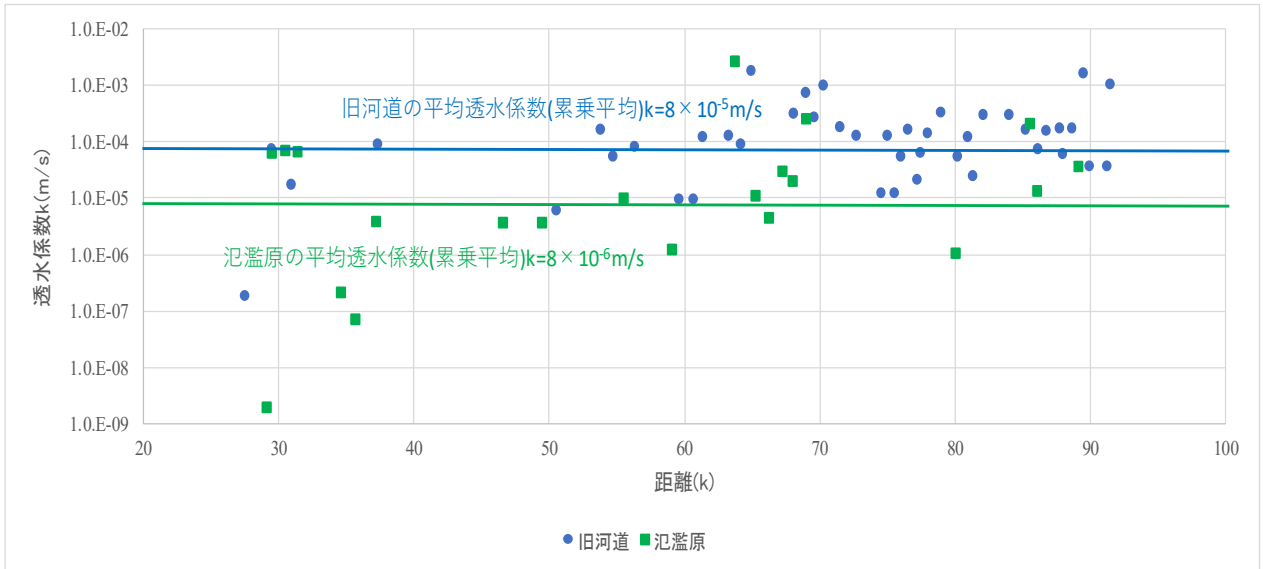


図 5-1-24 千曲川の旧河道と氾濫原の透水層の透水係数分布

5.2 旧河道の地下水分布と堤防周辺の基盤漏水発生箇所の検討

5.2.1 堤内地の地下水位観測データから見た本川と旧河道の関係

本節では、千曲川および信濃川等の新潟県を流れる河川の地下水位観測結果を示し、地下水コンター図と地形・地質分類図を重ね、旧河道部分の地下水分布の特性を把握し、堤防基盤漏水発生との関係を明らかにする。

千曲川の飯田地区(左岸距離標 54.5kp～56.5kp 付近)では、図 5-2-1 に示すように旧河道部分を含めた地下水位観測が行われており、地下水位分布図を作成している。堤防および堤内地に 8 箇所の簡易型の水圧式水位計を設置し、遮水矢板施工後の地下水位観測を実施し、2010 年 2 月の地下水位コンター図を作成した。同図から、旧河道が分布していない測点 No.66(水位計 No. 6,7,8)では、地下水位コンター線が堤防横断方向に並行した形状となっているのに対して、旧河道部分に設置している測点 No.48+15(水位計 No.3,4)での地下水位は堤防横断方向の堤内地側に設置した No.5 に対して高く、旧河道付近から地下水位コンター図の尾根が形成されている。これは、河川水が旧河道部分に流入し、地下水位が高くなっているためと考えられる。図 5-2-2 は、千曲川飯田地区の No.1～No.7 の観測点での河川水位に対する地下水変化を示す。地下水位と河川水位の変動パターンが類似しており、地下水位が河川水位によって規定されていることがわかる。

図 5-2-3、図 5-2-4 には、信濃川流域で観測された旧河道部分の地下水位分布を地形分類⁹⁾と重ね整理した。地下水は、旧河道から氾濫原側に向かう流れとなっている。旧河道は、信濃川本川とつながっているため、図 5-2-5 の地下水位変動は信濃川河川水位と連動していることがわかる。

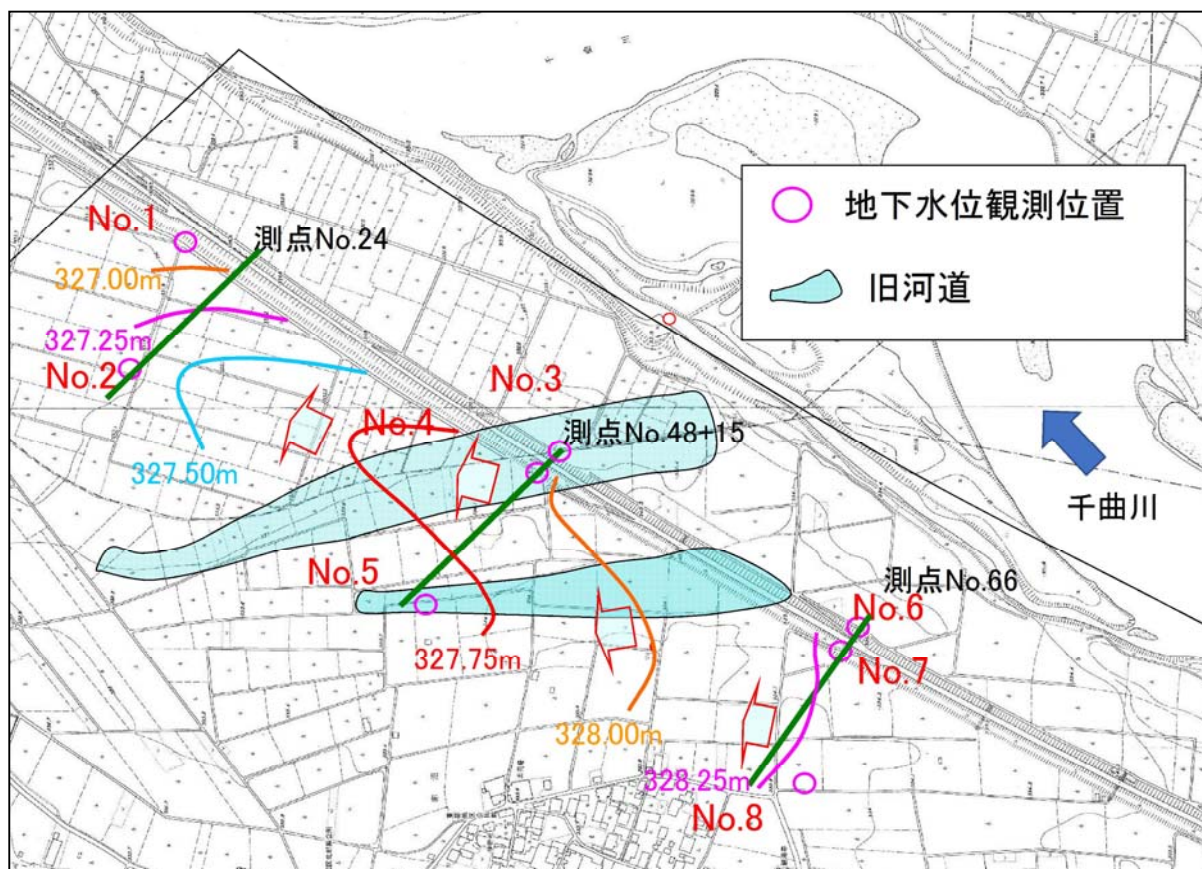


図 5-2-1 千曲川飯田地区の地下水位分布図(2010 年 2 月 8 日)

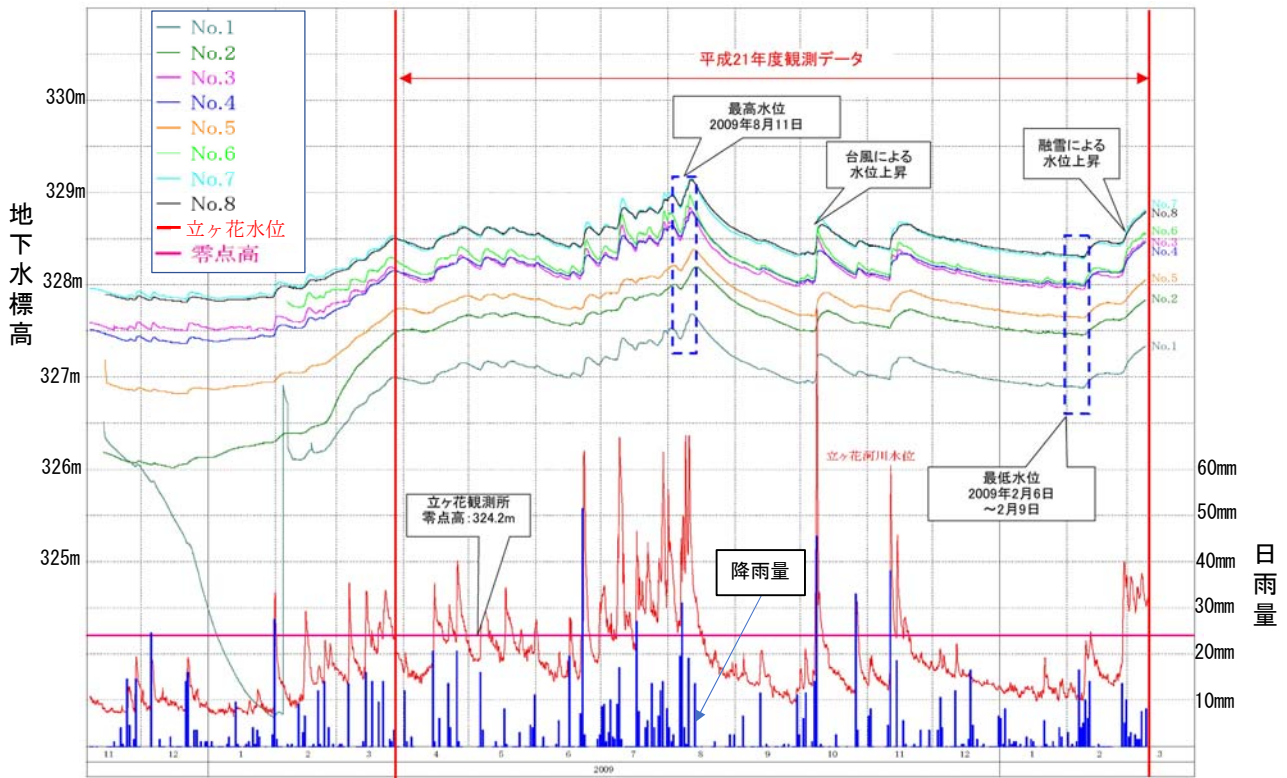


図 5-2-2 千曲川飯田地区の地下水位変動図



図 5-2-3 信濃川前須田地区の地形分類

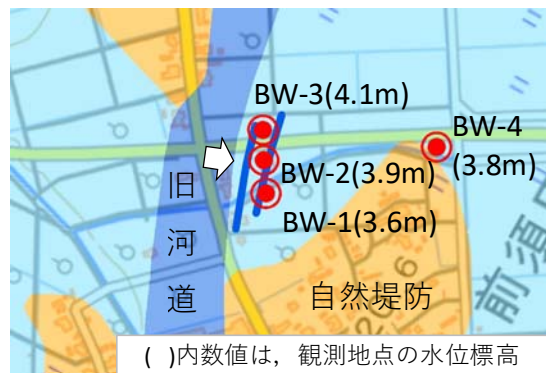


図 5-2-4 信濃川前須田地区の地下水位分布図

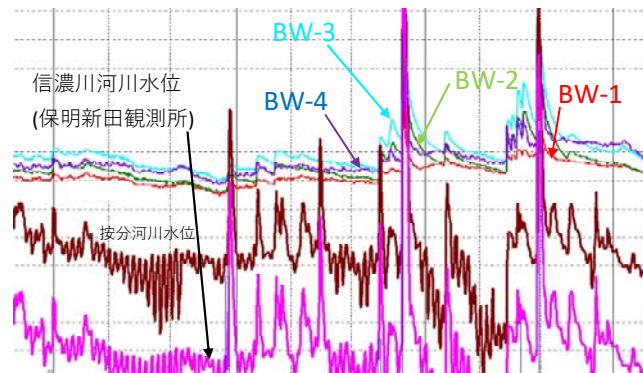


図 5-2-5 信濃川前須田地区の地下水位変動図

図5-2-6、図5-2-7は、五十嵐川流域の地下水位分布と地形分類⁹⁾の重ね図を示す。山地から抜け出て形成された扇状地で計測されたもので、周囲の丘陵から地下水涵養を受けながら流れている。渡瀬橋付近の左岸氾濫原には、表層に粘性土、砂質土が分布し、扇状地の砂礫に比べ透水性が小さいことから、渡瀬橋左岸付近では水圧が高まり地下水の尾根が形成されている(図5-2-7)。これに対し右岸側では扇状地が広く分布することから、地下水の尾根は形成されていない。渡瀬橋上流左岸付近では過去の出水で何回か漏水が発生しており、川表側に遮水矢板が施工されている。平成23年の出水では、渡瀬橋左岸上流で漏水が発生した。地元住民からのヒアリングでは透明で冷たい水が浸出したとのことであり、渡瀬橋左岸上流側の堤内地側の地下水尾根の部分に旧河道を通じて浸出したものと考えられる。

図5-2-8は、新潟県の氾濫原を流れる刈谷田川の地下水位分布を示す。周辺からの地下水涵養を受けていることがわかる。図中の最下流の旧河道付近のNo. 8,9,10では、旧河道に位置するNo. 10がやや高い水位を示しており、旧河道の水位の影響を受けていると考えられる。



図5-2-6 五十嵐川の地下水位分布図

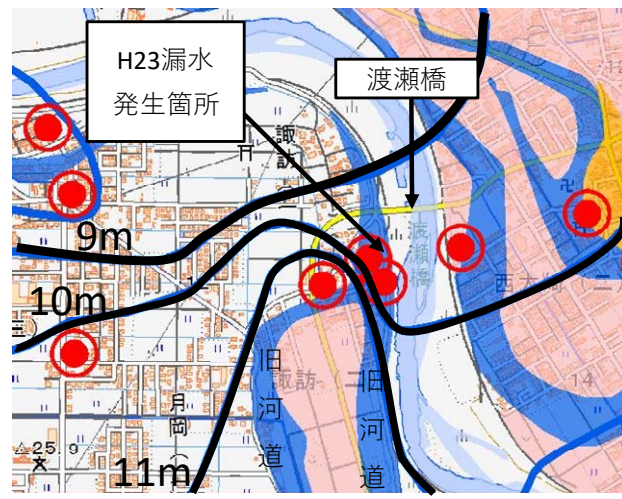


図5-2-7 五十嵐川のH23漏水発生箇所と地下水位分布図

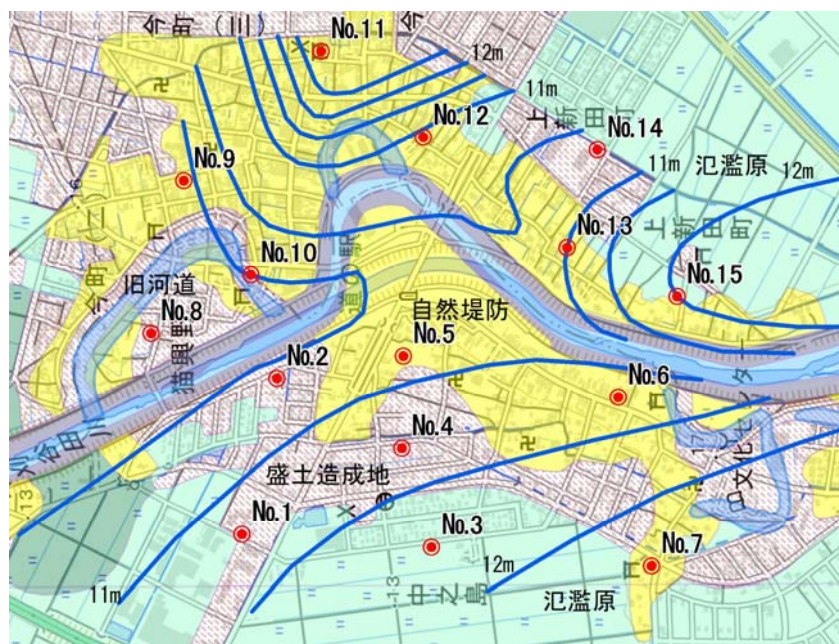
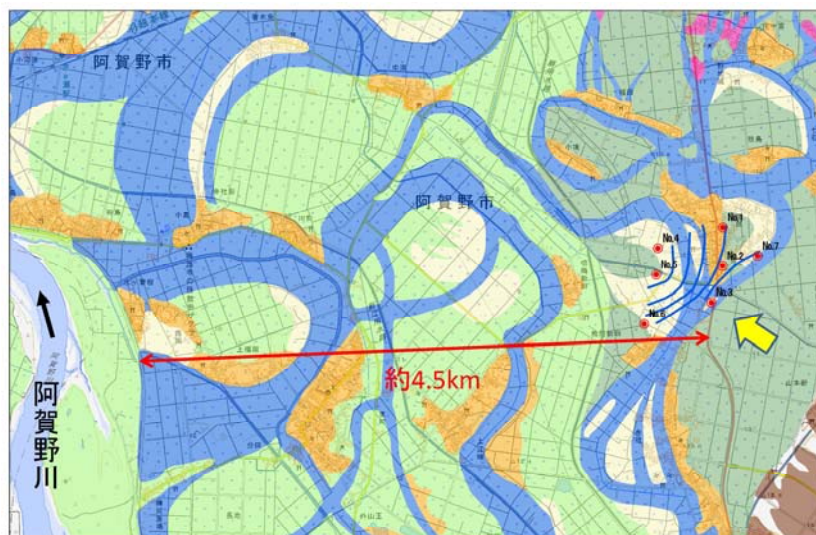


図5-2-8 刈谷田川の地下水位分布図と土地条件図(国土地理院)

図5-2-9には阿賀野川の地下水位分布と地形分類⁹⁾の重ね図を示した。当該地区は、本川から4.5km離れており、河道よりも高い位置にある。矢印に示す丘陵からの流れが地下水の主体となっている。



想定地下水位コンター図 2017.7.12 12時(平水時)

図5-2-9 阿賀野川の地下水コンター図

5.2.2 旧河道沿いで繰り返し発生した基盤漏水

千曲川山王島地区(右岸 54kp 付近)では、昭和 58 年出水と平成 18 年出水時に旧河道部分で基盤漏水が発生した。昭和 58 年の基盤漏水は、当時の堤防のり尻付近で発生している。その後、図 5-2-11 に示すように平成 7 年に上信越自動車道が盛土され、断面が拡幅された。平成 18 年では河川水位から約 100m 離れた旧河道部分で発生している。昭和 58 年の漏水に対する遮水矢板の施工範囲は、旧河道を完全に塞いだ施工とはなっていないため、自動車道の盛土が薄くなる部分で漏水が発生している。

以上のことから、旧河道沿いに河川水圧が伝搬するものと考えられ、漏水対策として旧河道を完全に塞ぐことが重要である。

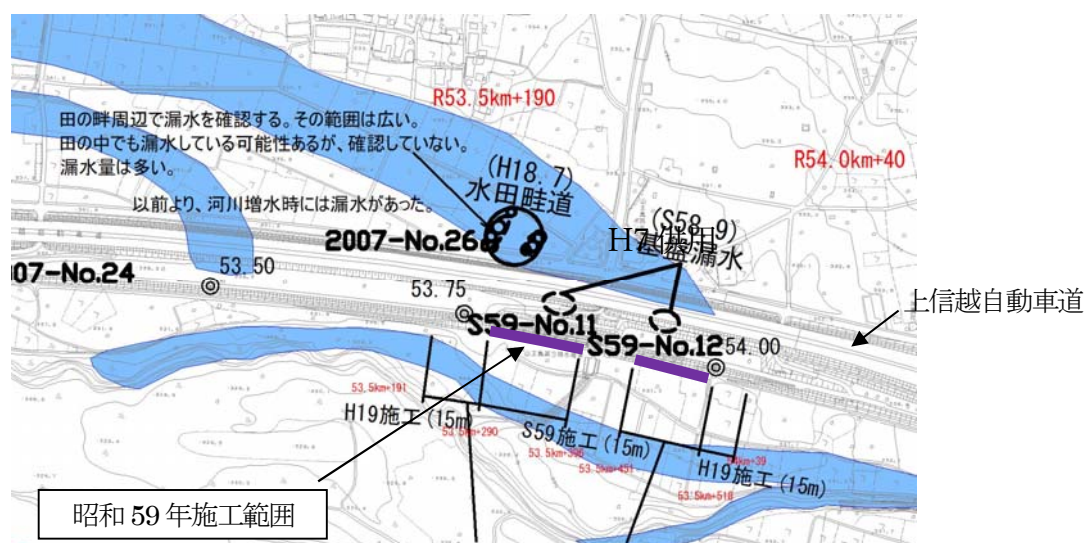


図 5-2-10 山王島地区の遮水矢板施工位置図

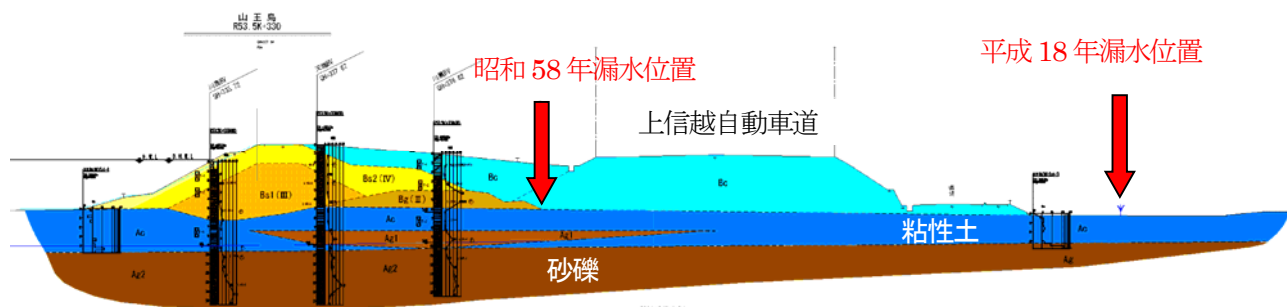


図 5-2-11 山王島地区(右岸 54.0kp 付近)の漏水発生位置

5.2.3 広域地下水の影響を受けた漏水

図 5-2-12 で示す千曲川木島地区(右岸 31.5kp 付近)では、平成 25 年 9 月の出水で漏水が発生した。この時の河川水位は高水敷程度で平成 18 年出水に比べ低い河川水位であった。当該漏水箇所は、昭和初期測量図等によればドブラと呼ばれる湧水が存在した箇所、この湧水を利用した水田があった箇所であったことが確認されている¹⁰⁾。融雪期に実施した地表水文調査から、漏水発生箇所で湧水が確認され(写真 5-2-2)、支川樽川の旧河道形状から漏水箇所に向かって流れる状況がみられる。このことから、樽川からの影響を受けた漏水であると考えられる。このように堤内地側からの地下水の影響を受けることによって、堤防裏のり尻付近の水圧が上昇しやすく漏水が発生するケースがある。この種の漏水は、本川の洪水の影響よりも低い河川水位で発生する特徴を有する。前記の図 5-2-6 の五十嵐川例からも広域の地形分類図を整理することで広域地下水の影響を受けた漏水箇所を推定することができるものと考えられる。



写真 5-2-1 平成 25 年 9 月出水時の漏水状況¹⁰⁾
堤防から 100m 離れた位置で漏水が発生している。



写真 5-2-2 平成 25 年 9 月の漏水発生付近の湧水状況¹⁰⁾ (平成 26 年 3 月の調査時)

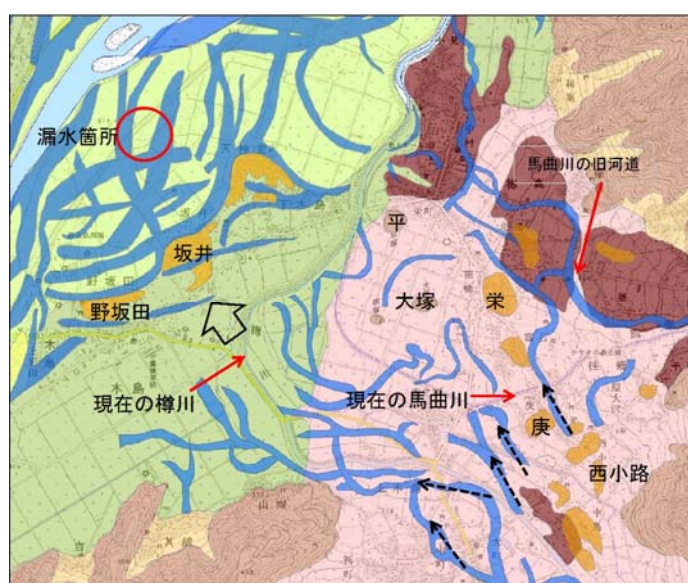


図 5-2-12 支川樽川の旧河道分布図と木島地区の漏水発生箇所との関係¹⁰⁾

千曲川扇状地の稲荷山, 八幡地区, 須坂地区(図 5-2-13)で発生した漏水は, 左岸側の堤防付近で発生しており, 右岸側では漏水が発生していない。図 5-2-14 にみられるように左岸側では右岸側に比べ流域面積の大きい支川が分布し, 地下水涵養が大きく, 千曲川が左岸寄りを流れていることから, 河川水の増水によって堤内地側の地下水位が上昇しやすい状況にある(地表面に地下水が浸出しやすい状況)。谷底堆積低地状を示す千曲川扇状地では, 五十嵐川の例と同様に周辺地下水の涵養を受けた基盤漏水の形態である。

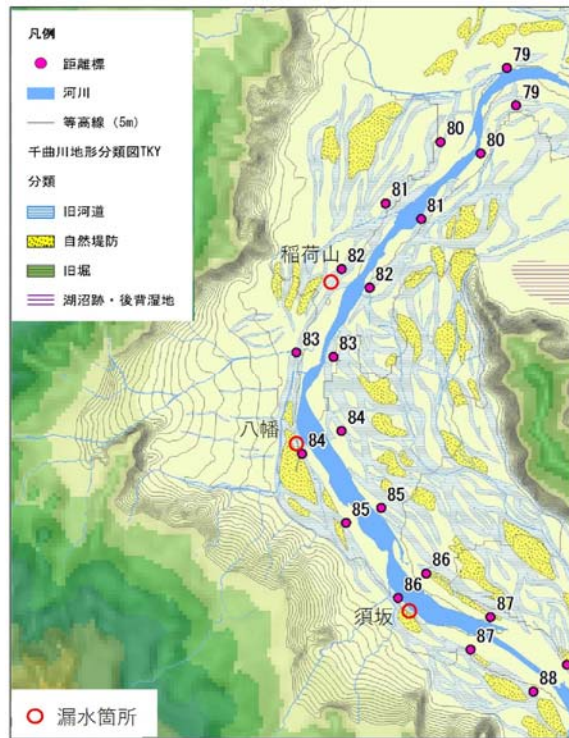


図 5-2-13 八幡, 須坂地区の旧河道分布と周辺地形

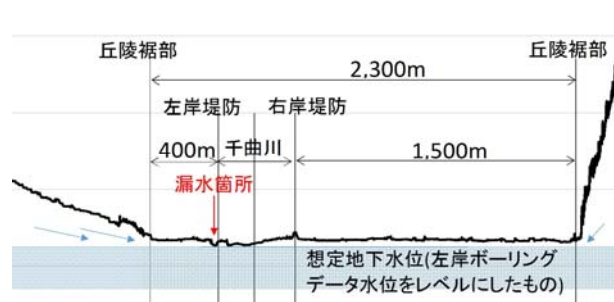


図 5-2-14 須坂地区の横断面図

[まとめ]

- ・信濃川流域の地下水位観測データから、本川に近い旧河道の地下水位は河川水位の影響を受け、本川から旧河道へ地下水状態で流れ、周辺の氾濫原に広がっている。
- ・千曲川の山王島地区の例から、河川水は旧河道を通じて旧河道水位に影響を与えることから、この影響による漏水を防ぐためには旧河道との接合部分を完全に塞ぐことが必要である。
- ・五十嵐川のような扇状地では、旧河道は周辺丘陵から地下水の涵養を受け、透水性が異なる氾濫原との境界付近で高い地下水位を形成し、伏流した地下水が本川へ浸出して堤防基礎地盤の漏水を引き起こすケースがある。
- ・千曲川の扇状地、木島地区では、地下水の影響を受けた支川が本川との合流付近で漏水を発生させやすい状況である。河川洪水の影響による漏水よりも低い河川水位で漏水が発生する。
- ・前述の図5-1-23の氾濫原と旧河道の表層土質の粒度組成と図5-1-24の旧河道と氾濫原の透水層の透水係数の領域から、旧河道の透水係数は氾濫原の透水係数に対して1オーダー大きいうえに、表層が粘性土であることから、旧河道部分では高い水圧が発生するものと考えられる。

千曲川の穂高地区をモデルに、裏のり尻付近に発生する水圧分布を図5-2-16の条件でFEM解析を行うと、表層が粘性土で覆われているケースでは、圧力水頭の高まる影響範囲が大きくなる(図5-2-15)。これは、地表面から砂層が分布する場合には、排水効果により圧力が消散することによると考えられる。

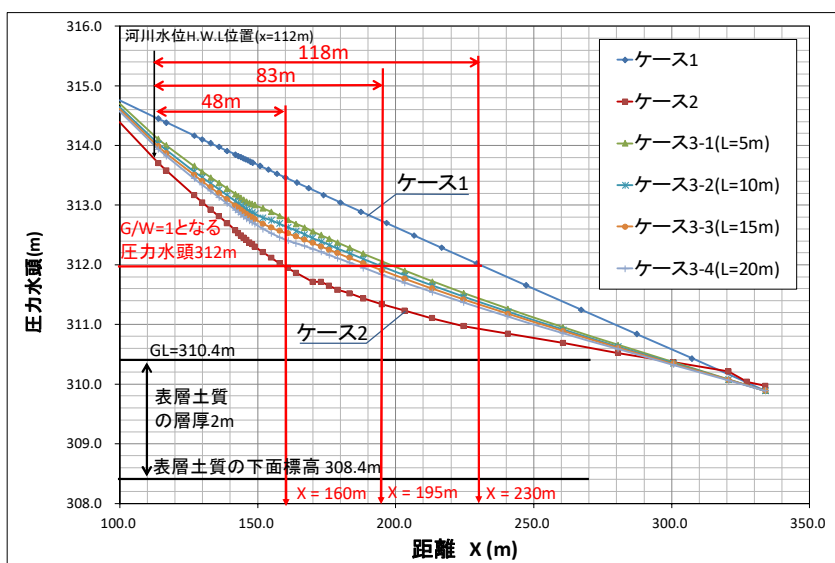


図5-2-15 千曲川穂高地区の堤内地側の水圧分布図の試算

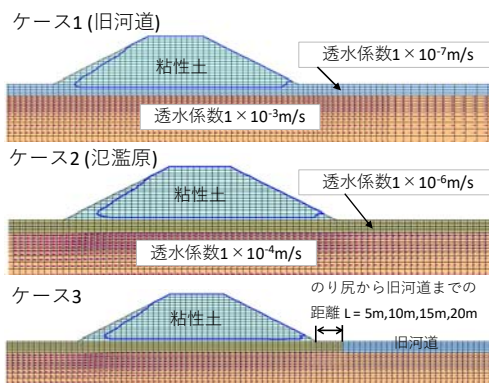


図5-2-16 FEM解析モデル図

5.3 旧河道位置と堤防破壊形態の検討

5.3.1 基礎地盤構造と堤防破壊形態

5.1.1 節で述べた図5-1-1にみられるように、直轄管理区間の河床勾配は1/690～1/4,500の緩流河川で、平成18年8月及び平成25年7月、9月出水により、表5-3-1に示す直轄区間で漏水被害が発生している。

表5-3-1 梯川の漏水実績

出水年次	地区名	左右岸	位置	漏水形態	漏水状況
H18.7	川辺	右岸	5.0k付近	堤体漏水	噴砂
H18.7	白江	左岸	6.6k付近	基盤漏水	噴砂
H18.7	金屋	左岸	6.8k付近	堤体漏水	噴砂
H18.7	千代	右岸	7.6k付近	基盤漏水	漏水のみ
H25.7	古府	右岸	8.6k付近	基盤漏水	噴砂、すべり破壊
H25.9	荒木田	左岸	9.5k付近	基盤漏水	漏水のみ

古府地区における平成25年7月出水での漏水位置を旧河道とともに図5-3-1に示す。堤内地側に噴砂を伴う基盤漏水により、堤防がすべり破壊に至った8.4kp箇所(写真5-3-1)と天端亀裂程度に留まった8.6kpの噴砂箇所(写真5-3-2)の土質構成、堤防条件等を表5-3-2に示す。



図5-3-1 古府地区の漏水発生位置



写真5-3-1 右岸8.4kp付近のすべり破壊発生



写真5-3-2 右岸8.6kp付近の噴砂状況箇所

各断面の堤防高 H ，裏のり面の勾配(のり肩とのり尻を結んだ勾配)，実績水位を用いて非定常の飽和・不飽和浸透流解析と安定計算(全応力法)によって盤ぶくれ判定値 G/W ，裏のり面のすべり安全率 F_s と被災形態をまとめて示す。

表 5-3-2 噴砂発生箇所諸元と盤ぶくれ判定，すべり破壊判定

検討断面	堤防高 $H(m)$	のり勾配	盤ぶくれ判定	裏のり面すべり破壊	通過円弧の基礎地盤土質	被災形態
			G/W	最小安全率 F_s		
8.2k	3.0	1:1.4	1.400	1.469	粘性土層	噴砂
8.4k	3.6	1:1.17	0.233	1.046	砂質土層	噴砂，すべり破壊
8.6k	3.0	1:1.35	0.358	1.311	砂礫層	多量の噴砂

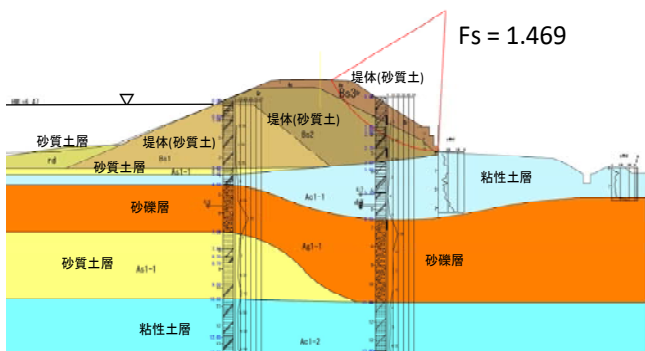


図 5-3-2 右岸 8.2kp の地質断面図と円弧すべり判定

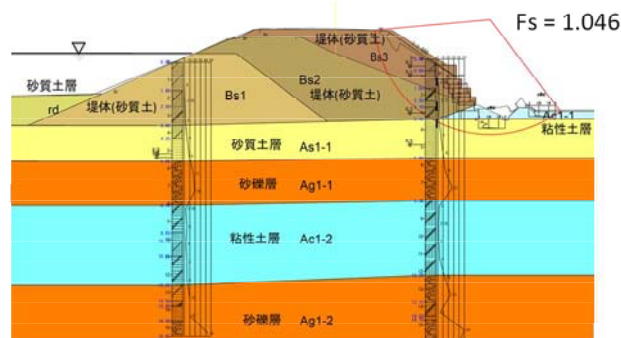


図 5-3-3 右岸 8.4kp の地質断面図と円弧すべり判定

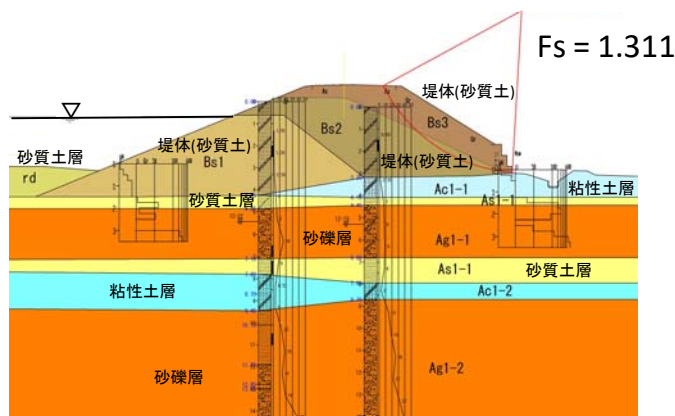


図 5-3-4 右岸 8.6kp の地質断面図と円弧すべり判定

右岸 8.2kp 地点は，旧河道との交差付近にあり，旧河道を反映した地層分布で裏のり尻付近の粘性土層の層厚が 3.5m と厚く分布する。裏のり尻付近の盤ぶくれ判定値 G/W は 1.40 と 1.0 以上を示し，のり尻部で漏水は発生していない。堤内地側の水田部分で粘性土層の層厚が薄くなり，漏水に伴う噴砂が発生したものと思われる。円弧すべり計算の最小安全率は， $F_s=1.469$ ですべり円弧は堤体内を通るもので堤体すべりは発生しない値である(図 5-3-2)。右岸 8.4kp 地点は水田の畔部分で噴砂があり，内水の低下とともに発生したものと考えられる。

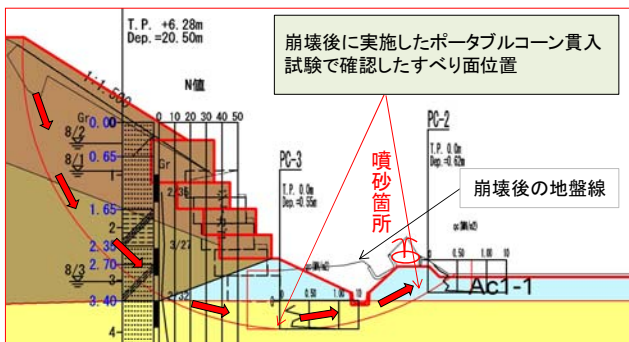


図5-3-5 右岸 8.4kp のポータブルコーン試験結果



写真5-3-3 右岸 8.4kp の崩壊箇所のり尻部状況

表層の粘性土層の層厚が 0.5m 程度と薄く、盤ぶくれ判定値 G/W は 0.233 と 1.0 を大きく下回る。粘性土層下位に分布する砂質土層の層厚は 2m 程度と厚く、最小安全率の円弧はこの砂質土層を通過する。最小安全率は、 $F_s=1.046$ と 1.0 以上であり、すべり破壊が発生しない結果となる(図5-3-3)。

図5-3-5の右岸 8.4kp 地点の堤防の変状をみると、堤防のり尻部のフトンカゴが鉛直方向に大きく沈み、堤内地側の水平方向に移動している。また、のり尻付近の堤脚水路が水平方向及び鉛直上方に移動しており、基礎地盤の移動があったものと考えられる。写真5-3-3に示したように崩壊箇所の上流の堤脚水路に水が溜まっていることから、内水位が水路水面付近に低下した時点で崩壊が発生していると考えられる。噴砂は写真の赤丸部分の畔で発生しており、噴砂後にすべり破壊が発生した。崩壊後に実施したポータブルコーン貫入試験結果から、基礎地盤の砂質土層に低強度部分があり、円弧すべり計算結果とほぼ同形状のすべり破壊が発生したことがわかった(図5-3-5)。

地表部に噴砂が見えていることから、浸透破壊による砂質土層の土粒子移動に伴う強度低下により、すべり破壊が発生したものと考えられる。すべり破壊発生箇所は、他の断面と比較して、堤防高が高く、のり面勾配が急勾配である。このため、円弧すべり安全率が他の断面に比べ相対的に低くなっており、1.0に近い値を示す。

右岸 8.6kp 地点は、のり尻付近の堤脚水路に多量の噴砂が発生したが、堤防すべり破壊まで至らなかった。表層の粘性土層の層厚が 1.0m 程度と薄く、盤ぶくれ判定値 G/W は 0.358 と 1.0 を下回るものの 8.4kp 地点と比較してやや大きい。円弧すべり計算の最小安全率は 1.311 と大きく、円弧は砂礫層を通過する形状である(図5-3-4)。

地表部分には、砂粒子が噴出しており、礫は噴出していないことから、砂礫層上位の砂質土層で土粒子移動が発生しているものと考えられる。この砂質土層に浸透破壊が発生して強度低下が発生した場合(せん断抵抗角 $\phi=0$ として計算した場合)でも $F_s=1.149$ と 1.0 以上となりすべり破壊は発生しない結果となった(図5-3-6)。

8.4kp で発生したすべり破壊は、笹岡、上野らの室内模型実験でも確認されているように基礎地盤の砂質土の噴砂によるせん断抵抗力の低下によって、堤防荷重とのバランスを失い円弧すべりに近い変状が発生したと思われる。

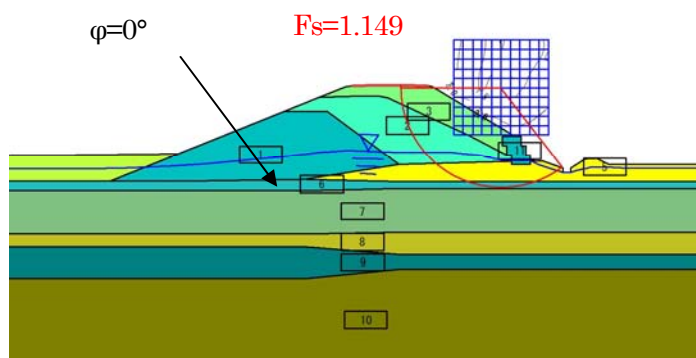


図5-3-6 右岸 8.6kp の強度低下($\phi=0$)をさせた場合の安定計算

5.3.2 旧河道位置と堤防破壊形態

ここでは、旧河道と堤防との交差状況を整理し、堤防破壊の機構を検討する。このためには、表 5-3-3 には千曲川の福島、村山、相之島、梯川の古府地区について、堤防基礎地盤の変状形態と旧河道と堤防の交差状況、表層土質構成、裏のり面の最小すべり破壊安全率 F_s 、噴砂の影響円弧について整理した。噴砂の影響円弧は、前節の古府地区のせん断抵抗力の低下によるすべり破壊現象の検証結果から、すべり円弧の抵抗部分(のり尻から堤内地側の円弧)で噴砂した場合に、強度低下を受ける影響円弧長とし、すべり円弧全長との割合(影響割合)を求めた結果を図 5-3-7 に示す。

福島地区は、旧河道上に堤防が築かれており、堤防敷幅全体に粘性土が分布している。噴砂が発生する砂層が分布しないことから、堤防安全性に及ぼすすべり破壊の発生の影響は少ないものと考えられる。

村山地区は、昭和 24 年に決壊が発生した箇所であり、旧堤防部分を当時の堤防断面としてすべり円弧を求めた。現在の堤防の裏のり尻付近の表層土質は、細粒分の多い砂であり、図 5-1-6 の噴砂の発生の可能性のある範囲にある砂層部分を影響円弧として求めた。

相之島地区は、旧河道が堤防裏のり尻付近を並行に位置する区間で、漏水のみが見られた。噴砂の影響円弧は、古府地区と同様に 3m であるが、全体の円弧長に対する影響割合は古府地区に比べ小さい。これは、古府地区の堤防形状が急勾配ですべり側の荷重が大きいこと、相之島地区のように旧河道が裏のり尻付近に平行に分布する場合には、すべり抵抗側に粘性土が厚く分布することから、噴砂に伴うすべり破壊の影響が少なくなると考えられる。

梯川堤防の右岸 8.4kp の古府では、すべり破壊に至ったが、検討した 5 ケースの中で影響割合が最も大きいことがわかる。すべり破壊の発生には、噴砂が発生するのり尻つま先部分の長さで噴砂が発生する砂層の厚さが影響する。

相之島地区のように旧河道の粘性土がのり尻部にある場合には安全率の低下が小さい。したがって、旧河道と堤防が斜めに交差し、つま先部分に氾濫原の砂質土が分布する場合には、すべり破壊の危険性が大きくなる。

表 5-3-3 旧河道と堤防の交差状況と噴砂によるすべり円弧の影響割合

地区名	変状形態	旧河道との交差状況	表層土質と層厚		すべり安全率 F_s	噴砂の影響円弧	
			粘性土	砂質土		影響長	影響割合
相之島	漏水のみ	裏のり平行	1.5m	3m	2.27	3m	16%
福島	漏水のみ	旧河道上	1m	0m	2.80	-	-
村山(現堤)	噴砂	斜め交差	0m	3m	1.27	3.5m	21%
村山(旧堤)	(決壊)	斜め交差	0m	3m	1.43	3.5m	19%
古府(梯川)	すべり	斜め交差	0.5m	2m	1.05	3m	24%

すべり安全率 F_s : 洪水時の裏のり面の最小安全率

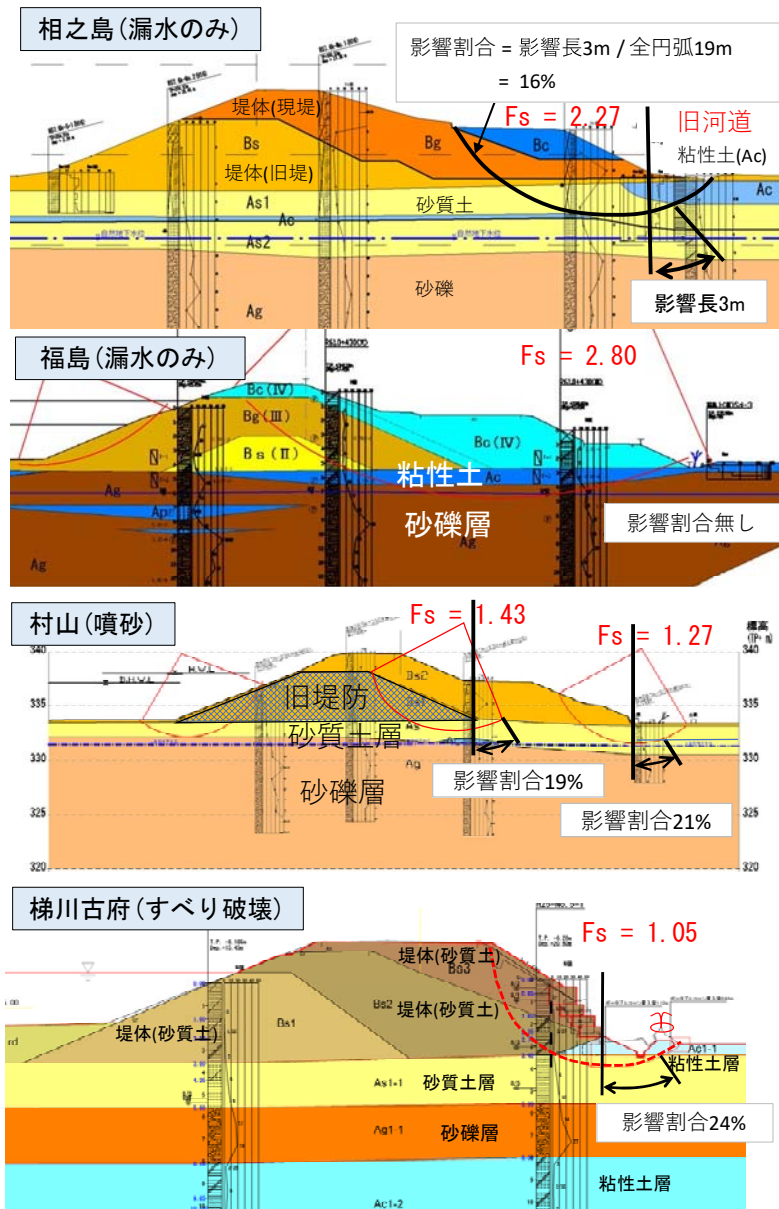


図5-3-7 各地区の地質断面図とすべり円弧の影響割合

[まとめ]

梯川の表層土質構成と漏水形態の検討では、室内模型実験と同様の現象が確認でき、基礎地盤の透水層が複層構造で砂質土層の下に透水性の高い砂礫が分布する土質構成では、噴砂、すべり破壊が発生することを示した。すべり破壊は、円弧すべり計算で求められるすべり円弧で噴砂が発生する砂層円弧長さの割合が大きさに影響することを示した。堤防と旧河道との位置関係では、千曲川の福島地区のように旧河道上に堤防がある場合、または相之島地区のように裏のり尻付近に旧河道が平行する場合には、抵抗側のすべり円弧に粘性土が厚く分布することで噴砂によるすべり破壊の影響は少なく、漏水のみの現象となる。古府地区8.4kpでは堤防のり面勾配が他の断面に比べて急勾配で堤防すべり荷重が大きく、円弧すべり計算の堤防側のすべり円弧が噴砂の発生する砂層部分を長く通るため噴砂に伴うせん断抵抗力の低下ですべり破壊が発生した。このことは、上野、笹岡らの室内模型実験でも噴砂後の基礎地盤土塊移動が確認されている。

5.4 本章のまとめ

堤防破壊は、室内堤防模型実験等の結果から堤防基礎地盤の表層土質構成の影響が大きいことがわかっている。表層土質を堤防裏のり先に沿って連続的に把握するためには、地形分類、地質縦断図の作成が重要である。基盤漏水発生箇所は、旧河道との交差部付近が多い。旧河道の判読は、戦後に米軍が撮影した空中写真から立体視し地形分類図を作成することが、より多くの危険箇所の精度の高い抽出を可能にする。抽出した旧河道の河道形成を踏まえ連続性、形状(蛇行振幅、河幅)を整理することで基盤漏水発生に対して危険な旧河道を見つけ出すことができる。また、同じ連続した旧河道の中でも河川水と堤内地盤との水位差が大きく影響しており、各断面で水位差に関係する無次元量(平均動水勾配や堤防脆弱性指標)を検討することも重要な事項である。

旧河道の土質と氾濫原の土質を比較すると、旧河道は主に粘性土であり、氾濫原は砂質土である。また、旧河道と氾濫原透水層の透水係数の比較では、旧河道の透水係数が1オーダー大きいことが明らかになった。これは、千曲川穂高地区の旧河道の粘性土以深には旧河床堆積物の砂礫層が分布することがオーガーボーリングで調査した結果、同深度の氾濫原堆積物と粒度試験からの透水係数を比較すると1オーダー大きいことがわかった。このことより、旧河道と氾濫原の土質構成を知って浸透流解析による水圧分布の試算をすると表層に粘性土がある旧河道で影響範囲が大きいことがわかった。このことは、水位観測結果からも検証され、旧河道で高い水位となり、周辺に流れている地下水コンター図で確認している。

梯川の表層土質構成をパターン化して、模型実験結果のケースと比較を行った。表層に粘性土が分布し、以深に砂質土、それ以深に透水性の高い砂礫が分布する土質構成の場合には漏水を伴う噴砂が発生しやすい。透水層の上位に細粒分が多い土質が分布する場合には、噴砂は発生しないことが多い。噴砂が発生する土質は、粒径の均一度が高く細粒分含有率が少ない粒度特性で、液状化しやすい範囲と同範囲の土質である。

堤防詳細点検は、1km間隔程度の土質データを用いていることから、これだけでは詳細な弱点箇所の抽出はできない。このため堤防裏のり尻付近の土質縦断図を作成することで効果的に抽出が可能となる。土質縦断図は、旧河道、氾濫原の地形ごとにスウェーデン式サウンディング試験等を用い補完調査し、作成可能である。ただし、下流域になると氾濫原と旧河道の土質が類似するため、オーガーボーリングによる目視観察による土質区分が必要である。堤防裏のり尻付近の土質縦断図から、長野盆地の氾濫原では旧河道上に堤防がある場合には、粘性土層が薄くなる部分で漏水が発生する。堤防と旧河道が交差する場合には、旧河道付近で漏水を伴う噴砂が発生することが多い。

旧河道の地下水データから、河川水は旧河道を通して堤内地側へ水圧の変化が伝搬し、周辺氾濫原へと流れる。このような透水性、地下水特性から、旧河道部分では氾濫原と比べ高い水圧が発生し、漏水が発生しやすい構造にある。

漏水破壊形態の検討では、円弧すべり計算で求められるすべり円弧に対する砂層円弧長さの割合がすべり破壊の大きさに影響することを示した。堤防と旧河道との位置関係では、千曲川の福島地区のように旧河道上に堤防がある場合、または相之島地区のように裏のり尻付近に旧河道が平行する場合には、抵抗側のすべり円弧に粘性土が厚く分布し、抵抗することで噴砂によるすべり破壊の影響は小さく、漏水のみの現象となる。

以上から、地形分類図から旧河道を詳しく判読し、堤防との位置関係を明らかにし、堤防裏のり尻付近の土質縦断図と併せて漏水発生位置、漏水形態を抽出することが可能である。

千曲川の狭窄部の牛出地区や小貝川と利根川の合流付近では、洪水の滞留時間が長くなり、堤防基盤表層に分布する腐植土は水平方向の透水係数が大きく、漏水が発生する危険性が高い。土粒子移動が無い土質のため漏水のみ発生する。このよう河川特性を整理することも基盤漏水の弱点箇所抽出において重要となる。

【参考文献】

- 1) 国土交通省国土技術政策総合研究所 河川研究室：河川堤防の土質試験結果情報 ホームページ
- 2) 公益社団法人 日本道路協会：道路橋示方書・同解説Ⅴ耐震設計編，pp.134,2012.
- 3) 社団法人 日本港湾：港湾施設の技術上の基準・同解説(上巻)，pp.384,2007.
- 4) 桑野玲子，桑野二郎：液状化による噴砂発生メカニズムにおける粒径の影響，生産研究 66 巻 6 号，pp.521-523, 2014.
- 5) 堀内佑樹，桑野玲子，桑野二郎：液状化による噴砂発生メカニズムに関する模型実験，生産研究 67 巻 4 号，pp.351-353, 2015.
- 6) 笹岡信吾，上野俊幸，森啓年，中村賢人，福島雅紀，諏訪義雄：大型模型実験に基づく河川堤防におけるパイピング発達過程の考察，河川技術論文集 第 23 巻，pp.417-422, 2017.
- 7) 信濃毎日新聞社：寛保 2 年の千曲川大洪水「戌の満水」を歩く，pp.106-111,2002.
- 8) 国土交通省北陸地方整備局 千曲川河川事務所：安茂里・笠倉地区外地質調査業務報告書，2010.
- 9) 北陸建設弘済会：信濃川・越後平野の地形と地質 信濃川・越後平野の生い立ちを探る，2007.
- 10) 国土交通省北陸地方整備局 千曲川河川事務所：千曲川堤防漏水検討業務報告書，2014.

第6章 堤防弱点箇所抽出方法

6.1 抽出方法の手順

ここでは、これまで検討した基盤漏水における旧河道の影響結果と既往の抽出方法を踏まえ、基盤漏水における弱点箇所の抽出方法を検討する。

近年の豪雨多発により、「流域治水」といわれる洪水に対する河道の安全性の確保に加えて流域全体で洪水被害を少なくする治水対策が必要とされている。この中で、堤防の浸透、越流、侵食に対する安全性の評価、確保が喫緊の課題となっている。基盤漏水に対する研究は、地盤工学の分野で模型実験を中心に变形、破壊機構に関するものが多い。河川洪水がどのように基礎地盤に浸透し、堤防裏のり尻付近のどの部分に浸透が集中しやすいかなどの河川工学の分野からの研究はほとんどなく、両方からの研究が必要とされている。福岡、田端¹⁾は、河川水が堤内地に浸透して堤体中に水面勾配を形成し、堤防裏のり尻の水の集中によって泥濘が促進され、堤防破壊のキッカケとなる場所や時間の推定に用いることができる堤防脆弱性指標を提示している。この指標は、現地堤防、模型堤防との力学的相似性を示し、現地調査、堤防実験の有効性を示している。

近年の堤防は、少なくとも拡大強化される堤体部分は均質な土質材料を用いて締め固め管理されており、堤体構造が把握されている。これに対して、明治期に直線化された堤防直下の基礎地盤は、複雑な土質構造をしている。矢部川の堤防決壊は、基盤漏水が原因であり、決壊当初の延長が1m程度であったことが調査報告書に記述されている²⁾。長大な堤防延長において数m単位の弱点箇所を抽出するためには、精緻な堤防破壊モデルの作成が必要であるが、膨大な費用と時間を要することから、効率的な調査データの利用が必要である。

本研究では、詳細な旧河道分布、形成過程を把握することで基盤漏水発生位置、漏水形態を把握することができることを明らかにした。さらに旧河道と氾濫原の土質構成、透水係数の相違から旧河道で水圧分布が高くなり、堤内地側に広く影響することを明らかにし、堤防と旧河道の交差状況により漏水形態を把握できることを明らかにしてきた。これらから基盤漏水の発生は、表層土質構成が大きく影響することを示し、表層土質構成は氾濫地形を反映していることを示した。

基盤漏水の弱点箇所の抽出の考え方は、河川工学の視点から洪水による基礎地盤の浸透水が堤防裏のり尻付近のどの部分にどれだけ集中し、堤防裏のり尻付近の土質に影響を及ぼすキッカケを把握することが、まず1次スクリーニング的手法として必要と考える。この堤防裏のり尻付近の水の集中を捉え、抵抗する基礎地盤土質の特徴から噴砂の発生、すべり破壊の発生を判定していくことが現実的と考える。

基礎地盤の弱点箇所の抽出方法には、この考え方を取り入れていく(図6-1-1)。すなわち、基盤漏水の発生は地形の特徴と関係が深いことから地形分類を行い、噴砂、すべり破壊が発生する氾濫原を主体に弱点箇所の抽出を検討する。

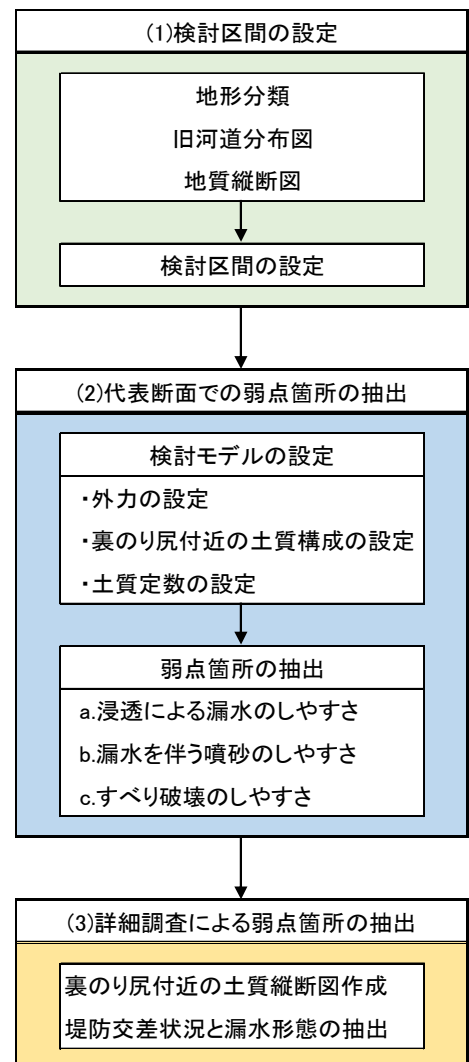


図6-1-1 弱点箇所の抽出手順

6.2 検討区間の設定

検討区間の設定には、まず地形分類図を調べる。地形分類図は、これまで用いられている国土地理院の治水地形分類図や土地条件図を用いることが考えられるが、これには旧河道分布の詳細が示されていない。そのため、第4章で示した空中写真判読による地形・地質分布図を作成する。同図の旧河道分布から、扇状地(網状)、氾濫原(蛇行状)、三角州(枝状)を区分することが可能である。国土交通省は、堤防詳細点検で、全国の直轄河川1~2km間隔でボーリング調査を実施し、断面二次元飽和-不飽和浸透流(FEM)解析、全応力法による円弧すべり計算を行い、堤防の浸透に対する安全性を評価している³⁾。これらの解析に用いられるデータを利用する。堤防弱点箇所を検討区間の設定は、堤防縦断方向の地質断面図を作成し、地質状況を合わせて設定する。

検討区間の地形、地質の特徴と漏水の関係について、図6-2-1に示す。氾濫原では噴砂、すべり破壊が発生しやすく、堤防決壊に至る可能性があることから詳細な抽出の検討方法を次節に示す。それ以外の地形については、漏水のみの現象が多いことから堤防詳細調査により、弱点箇所を抽出する方法を以降に示す。

- ・地形分類図 ⇒ 三角州, 氾濫原, 扇状地の区分
- ・旧河道分布図 ⇒ 旧河道の形状区分(地形分類の区分)
- ・堤防方向の地質断面図 ⇒ 表層に粘性土が厚く分布する区間の抽出



地形分類	三角州, 海岸平野	狭窄部影響区間	氾濫原	扇状地, 谷底平野
地形の特徴	三角州, 海岸平野は、河口付近で形成される地形で、氾濫原よりもさらに緩い勾配で流れ、河川は枝状に細かく分岐する。海岸の前進、後退によって堆積されたものと河川の堆積物からなる。	地盤隆起により、河川が穿入蛇行状となり、丘陵、山地間を流れる千曲川では川幅は1kmから200m程度に急激に狭まる。	扇状地の下流に形成される河川勾配が緩くなり、蛇行が起り、河川周辺に細長い微高地の自然堤防、旧河道、後背低地を形成する。	扇状地は、主に河川が山地から平野部に出る部分で半円錐形状を呈する。谷底平野は、河川が周囲の山地に規制されながら流れ、細長い低地を形成する。河川沿いに段丘が発達する。
旧河道の特徴	枝状	蛇行状	蛇行状	網状
自然堤防の特徴	連続型	連続型	連続型	点在型
地質の特徴	細粒子のシルト, 粘土, 細砂の細かな互層からなる。土質区分は不明瞭となる。	狭窄部上流では急激に流速が減速するため、粘性土が厚く堆積する。地盤隆起により、旧河道は三日月湖状に取り残され、氾濫での埋積しにくいことから、腐植土が堆積する。	旧河道では粘性土が分布し、氾濫原では砂が分布する。土質区分は明瞭であるが、下流に従い、不明瞭となる。後背平野では粘性土が厚く分布する。	砂礫を主体とし、地表面から厚く分布する。
基盤漏水の特徴	氾濫原に比べ、基礎地盤の透水性が小さくなることから、漏水の発生は少ない。海進の影響を受ける箇所では粘性土が厚く分布しており、漏水の発生は少ないと考えられる。	旧河道で漏水が発生している。人工的な埋土や腐植土の透水性は自然堆積した粘性土よりも高く、漏水が発生している。	旧河道と堤防の交差付近で漏水が発生している。後背平野では粘性土が厚く分布する箇所では漏水は発生していない。	犀川扇状地のように扇型の扇状地が広く分布する箇所では漏水は発生していない。五十嵐川扇状地のように下流の氾濫原との境界付近では伏流水型の漏水がある。千曲川扇状地では周辺支川からの影響を受けた漏水が発生している。
主な漏水形態	漏水のみ	漏水のみが多い	噴砂, すべり破壊	漏水のみ
検討区間の抽出	表層の粘性土が薄く分布し(5m以下)、基礎地盤の透水性が高い(透水性係数 1×10^{-3} m/s以上)区間で詳細な抽出が必要。	旧河道部分(詳細な土質確認により、抽出)	後背平野で粘性土が厚く分布(5m以上)する区間以外は、詳細な抽出が必要。	支川合流付近, 扇状地末端部(広域地下水の影響確認により、抽出)

図6-2-1 検討区間の地形、地質の特徴と漏水の関係

ここで、千曲川における表層粘性土の層厚と漏水発生の有無の関係を図 6-2-2 にプロットした。これらの関係図には、河川水位と堤防裏のり尻高さとの水位差 H や堤防敷幅 L 、高水継続時間 T の物理量がないため、漏水と漏水無しを区別することができないが、堤防敷狭窄部以外では表層粘性土が 5m 以上分布する箇所では漏水が発生していないことから、5m を検討区間設定の閾値とした。また、基礎地盤透水層の透水係数と漏水発生の有無の関係(図 6-2-3)から、透水係数 $k=1 \times 10^{-5} \text{m/s}$ 以下では、漏水が発生していないことから、同値を区間設定の閾値とした。

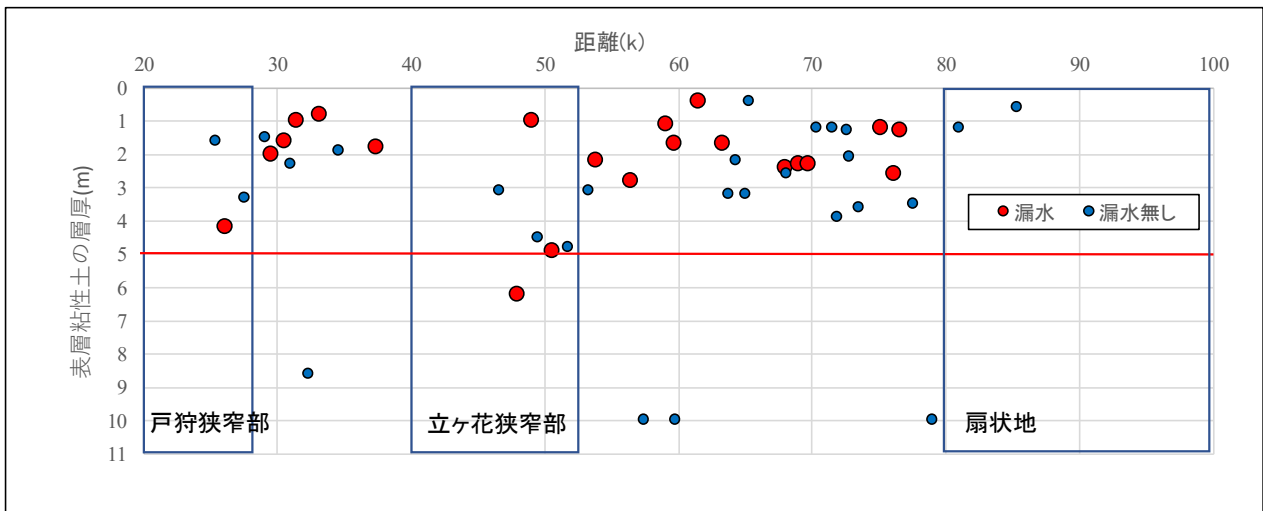


図 6-2-2 表層粘性土層の層厚と漏水発生の有無

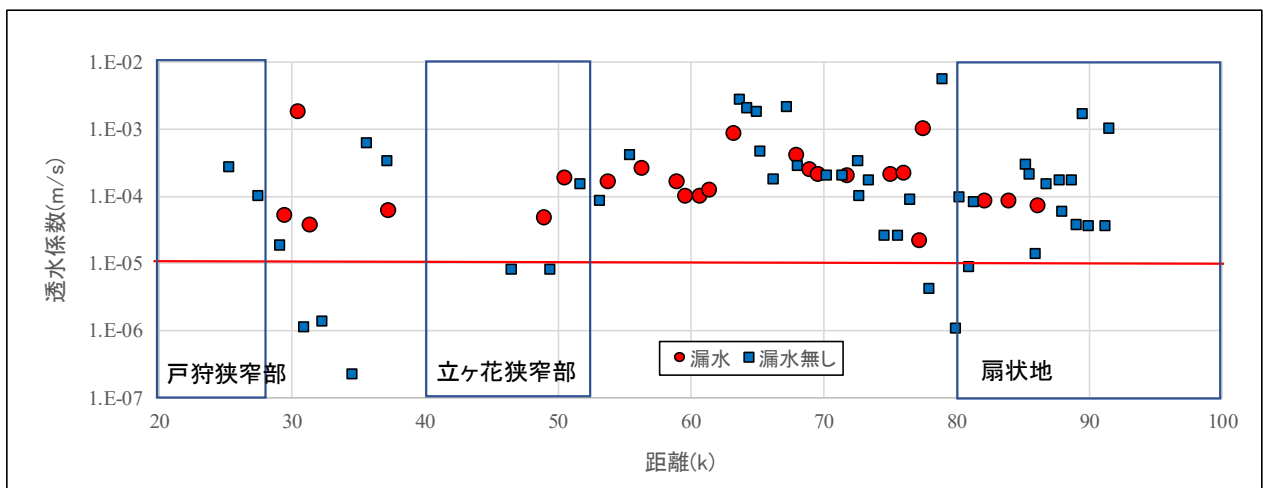


図 6-2-3 基礎地盤透水層の透水係数と漏水発生の有無

6.3 検討区間での弱点箇所の抽出

(1) 検討モデル

前節で決めた検討区間の代表断面で堤防弱点箇所の抽出を行う。検討断面および土質データは、全国の直轄河川で実施されている堤防詳細点検に用いたデータを用いる。

2.5節で堤防の浸透現象を支配する唯一の無次元量は式 2-5-6 の堤防脆弱性指標 t^* であることを示した。すなわち、浸透を支配する水理現象は、浸透に関する個々の物理量ではなく、関係する物理量からなる無次元形、堤防脆弱性指標 t^* であることを十分意識しなければならない。しかし、同時に従来から行われてきた浸透に係る個々の物理量の影響を調べておくことも意味があることなので、本節では最初に重要と思われる物理量について調べ、次に t^* について考察し、最後に、基礎地盤の浸透を支配する無次元量を検討する。代表断面で、以下の項目について検討する。

- a. 外力の設定(平均動水勾配 H/L , 高水継続時間 T)
- b. 裏のり尻付近の土質構成の設定
- c. 土質定数の設定

a. 外力の設定(平均動水勾配 H/L , 高水継続時間 T)

堤防裏のり尻付近の漏水は、河川の増水によって、基礎地盤の透水層を浸透し、堤防裏のり尻付近の土の泥濁化によって発生する。河川水位と堤防裏のりの地盤高との差が大きいほど、水平距離が短いほど、のり尻での水圧が大きくなる。また、高水継続時間が長いほど浸透の影響が大きくなることから、簡単のため平均動水勾配 H/L と高水継続時間 T を外力指標として選ぶ。

b. 裏のり尻付近の土質構成の設定

堤防破壊に重要な影響を及ぼす堤防裏のり尻付近の土質構成を図 6-3-1 の地質断面図に基づき設定する。基礎地盤の透水層以浅の代表断面の土質構成の一例を図 6-3-2 に示す。同図の土質構成は、地表面より粘土、砂、砂礫となる(土質構成①)。

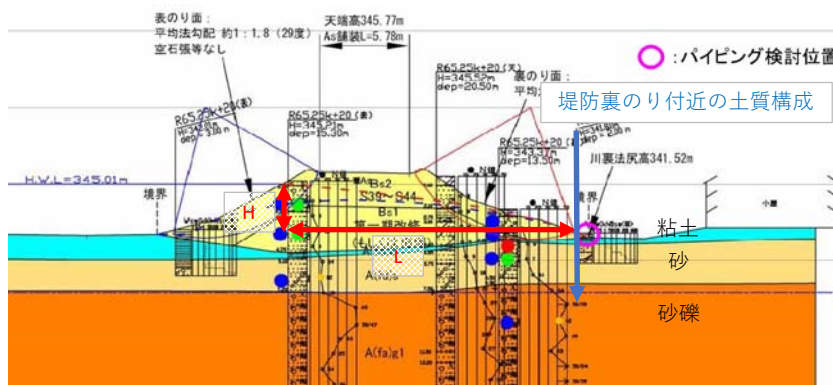


図 6-3-1 代表断面のモデル設定の例

土質構成①		土質構成②		土質構成③		土質構成④(扇状地)		
粘土	表層土質の層厚	砂	粘土	砂	表層土質の層厚	砂礫	表層土質無し k; 透水係数	
砂		粘土						砂
砂礫		砂礫						砂礫

図 6-3-2 裏のり尻付近の土質構成

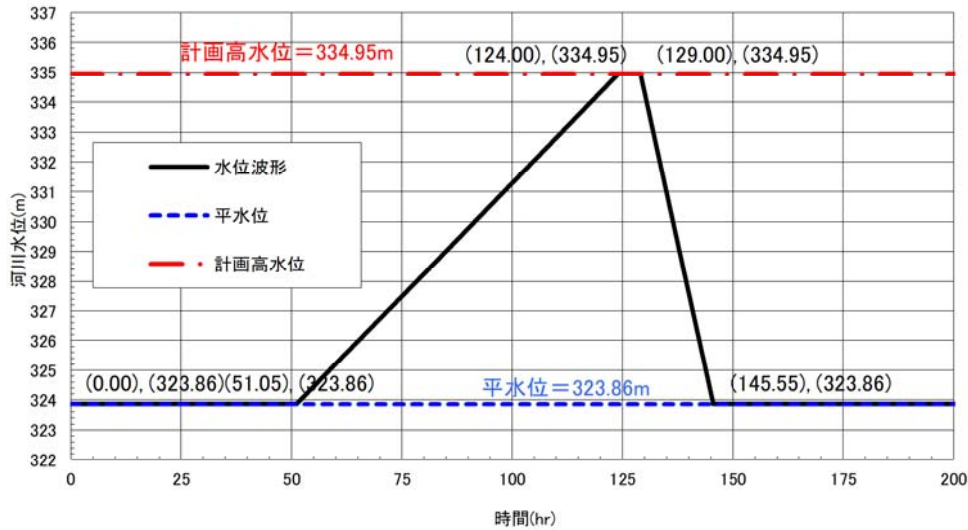


図 6-3-3 高水継続時間 T を求めるための水位波形(立ヶ花観測所)

c. 土質定数の設定

堤防裏のり尻付近の表層土質の特性を表現する物理量として、層厚、粒度組成(60%粒径、20%粒径、細粒分含有率 FC)、透水係数を用いる。また、すべり破壊の評価においては、堤防詳細点検結果の円弧すべり計算結果(全応力法)の最小すべり安全率 F_s を用いる。代表透水係数には、影響の大きい砂礫の層厚が粘性土、砂質土厚に比して大きいこと、前節 5.1.2 の図 5-1-21 の透水層の透水係数と表層土質の層厚関係では、漏水箇所範囲と健全箇所範囲が明確に区分されることから、砂礫の透水係数を代表値として用いる(砂礫が分布しない場合は下位の砂質土)。

(2) 堤防弱点箇所の抽出

前節で設定された代表断面での検討モデルを用いて、堤防弱点箇所の抽出方法を検討する。抽出方法は、破壊プロセスを考慮し、以下の3つの項目について評価を行う。

- a. 浸透による漏水のしやすさ
- b. 漏水を伴う噴砂のしやすさ
- c. すべり破壊のしやすさ

a. 浸透による漏水のしやすさ

浸透による漏水のしやすさは、河川の増水によって、堤防裏のり尻付近への浸透水の集中の程度を表すものとする。従来、用いられる平均動水勾配 H/L は、水位差 H と堤防敷幅 L の比であり、洪水の継続時間や土質の透水性が考慮されていない。図 6-3-4 に平均動水勾配と漏水発生の有無を示した。おおむね $H/B=0.10$ 以上で漏水が発生しているが、 $H/B>0.10$ でも漏水無しが数多く混在しており、漏水を十分区分できておらず、弱点箇所を捉えているとは言えない。

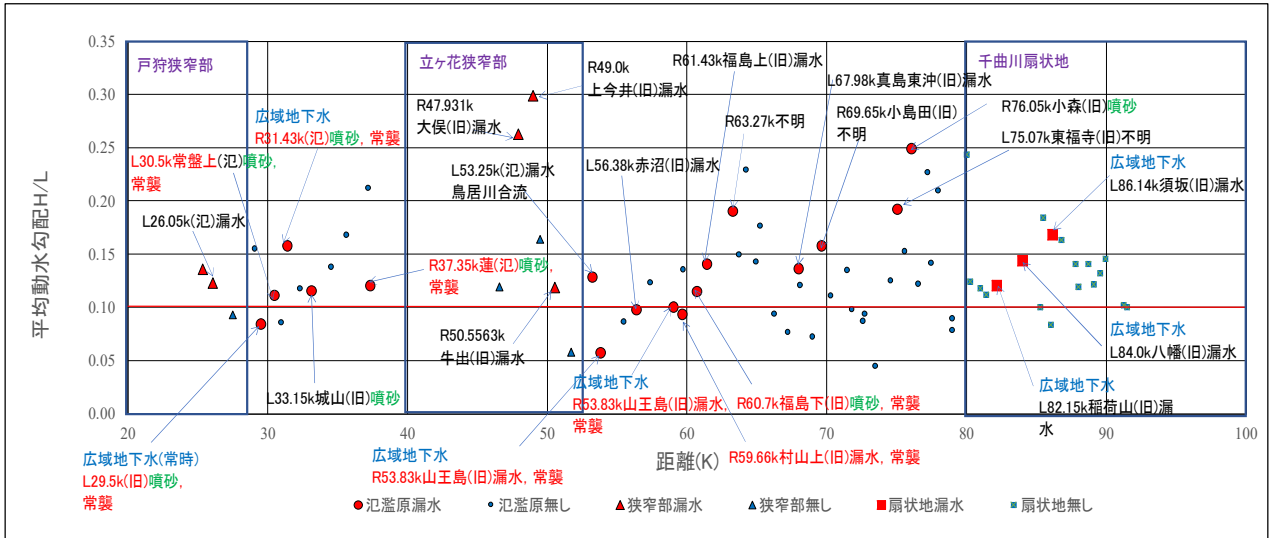
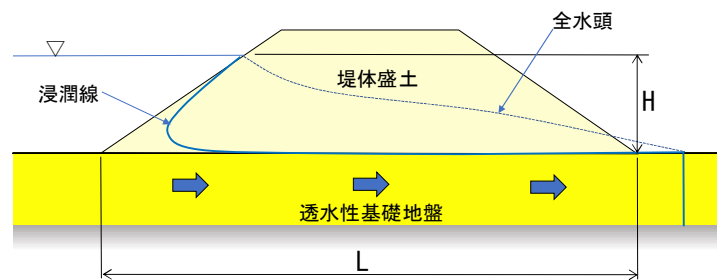


図 6-3-4 平均動水勾配と漏水発生の有無

堤体浸透による堤防裏法先への水の集中の程度を評価する手法として用いられる堤防脆弱性指標 t_b^* は、一般的な浸透流の支配方程式である Richards の式を無次元化して導かれた唯一の無次元数浸透流ナンバー SFn を堤防浸透流に適用し、堤防の浸透破壊を表現する指標である。堤防脆弱性指標 t_b^* を模型実験や現地堤防に適用することによって、堤防損傷の程度を与える t_b^* の値の範囲が決められている。ここでは浸透流に対する式 2-5-5 の浸透流ナンバー SFn の一般性、普遍性から、堤防下の基礎地盤浸透流の浸透のしやすさの指標として式 2-5-6 を準用し、式 6-3-1 の t_b^* を得る。各物理量の決め方は図 6-3-5 に示す。複雑な基礎地盤構造の平均透水係数は、基礎地盤が水平堆積しているものと考え、層厚比の重み付き平均で設定する。ただし、4 章の長野盆地のボーリングデータ(図 4-2-2 から深度 765m まで砂礫が分布する)、地質縦断面図から砂礫層が厚く分布している場合には、平均透水係数は層厚の影響が大きい砂礫層の値をそのまま用いる。浸透流ナンバー(式 2-5-5)において水平距離 L は、図 6-3-5 に示す表のり尻～裏のり尻までの距離とし、洪水継続時間 T には高水継続時間 T_{max} 、水位 H には水位差 H_{max} を与える。



浸透による漏水のしやすさ t_b^*

$$t_b^* = \frac{8}{3} \frac{H \cdot k \cdot T}{\lambda \cdot L^2} \quad (6-3-1)$$

H: 河川水位, k: 基礎地盤透水係数, T: 高水継続時間, λ : 空隙率
L: 表法先から裏法先までの水平距離

図 6-3-5 浸透による漏水のしやすさの t_b^* の考え方

浸透による漏水のしやすさ t_b^* の代表断面で求めた結果を図 6-3-6 にプロットし示す。これにより、漏水、噴砂についてみると、漏水発生範囲は $t_b^*=0.20\sim 1.20$ の範囲にあり、一方、噴砂発生が $t_b^*=1.20$ 以上の範囲で発生しているものは、基礎地盤の表層土質構成をみると上位から粘土、砂、砂礫の土質構成(図 6-3-2 の土質構成①)であるが、 $t_b^*=1.20$ より小さいところでも噴砂が生じており、粒径等の地盤工学からも考慮する必要がある。

広域地下水の影響を受けた漏水、常襲型漏水は、 $t_b^*=0.03\sim 0.20$ の範囲で発生している。これらの漏水現象の繰り返しによる進行性や、広域地下水の影響で低い河川水位で漏水が発生することから、漏水、噴砂の発生範囲の t_b^* よりも低い範囲にあると考えられる。

浸透による漏水のしやすさの t_b^* は、物理的には堤防裏のり尻付近での漏水による泥濘化の程度を表現するものであるが、式 6-3-1 には、浸透層上にある層厚が明示的に含まれていない。基盤透水層の層厚と透水係数の関係は、梯川では図 5-1-21、千曲川では図 6-3-7 に示されている。梯川、千曲川ともに表層土質の層厚が 3m 以下で基盤層の透水係数が $10^{-4}m/s$ 以上で漏水が発生している。千曲川では、表層の層厚が 2m 以下でも透水係数 $10^{-5}m/s$ オーダーでは漏水が発生している。狭窄部区間は、特異な漏水タイプであることから他の地形特性をもつ区間と比べ 4m 以上の層厚でも漏水が発生している。

図 6-3-8 には、表層土質の層厚と浸透による漏水のしやすさ t_b^* の関係を示した。漏水が発生している箇所層厚はバラツキがみられるが、平均値でみると常襲型漏水、漏水、噴砂とも層厚は 1.7m 程度であることがわかる。

これらより、 t_b^* は漏水、噴砂に対する層厚の影響を直接考慮していないが、氾濫によって生じた旧河道上の堆積層厚と堆積砂礫の影響は、 t_b^* の無次元形で実質的に表現できていると考えられる。この点については今後、さらに検討が必要である。

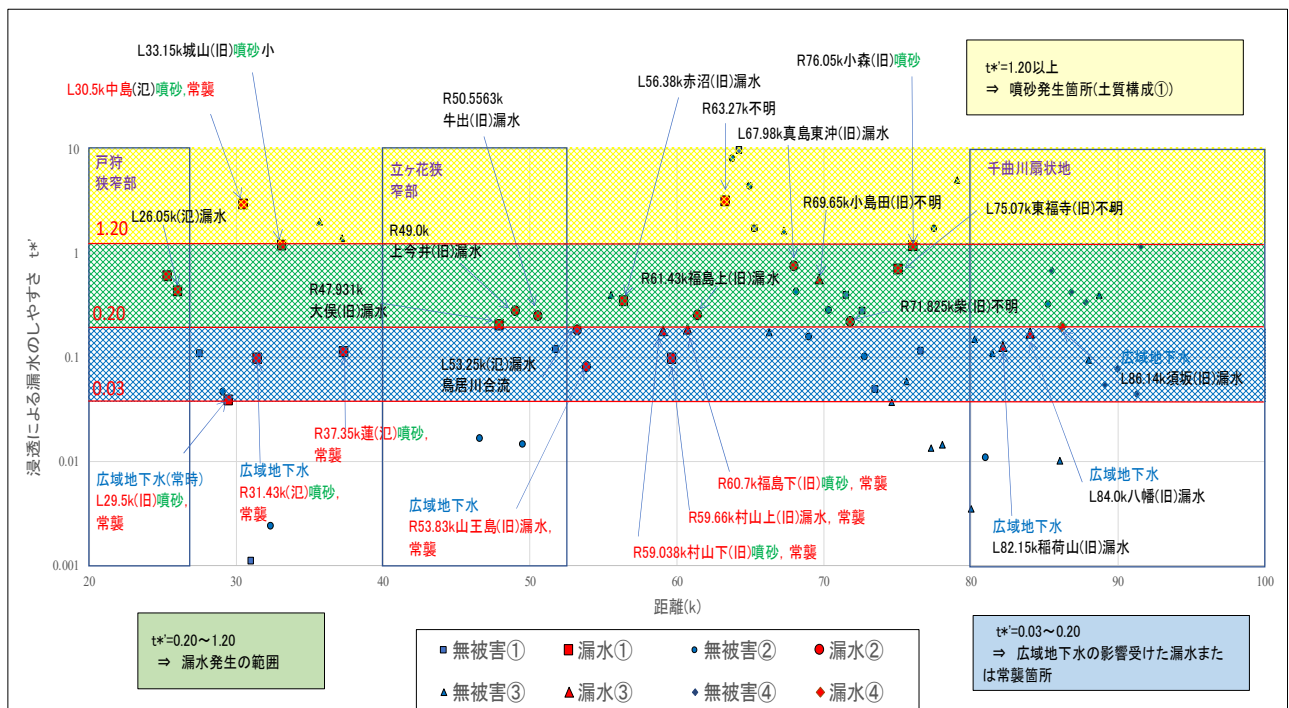


図 6-3-6 浸透による漏水のしやすさの t_b^* と漏水発生の有無

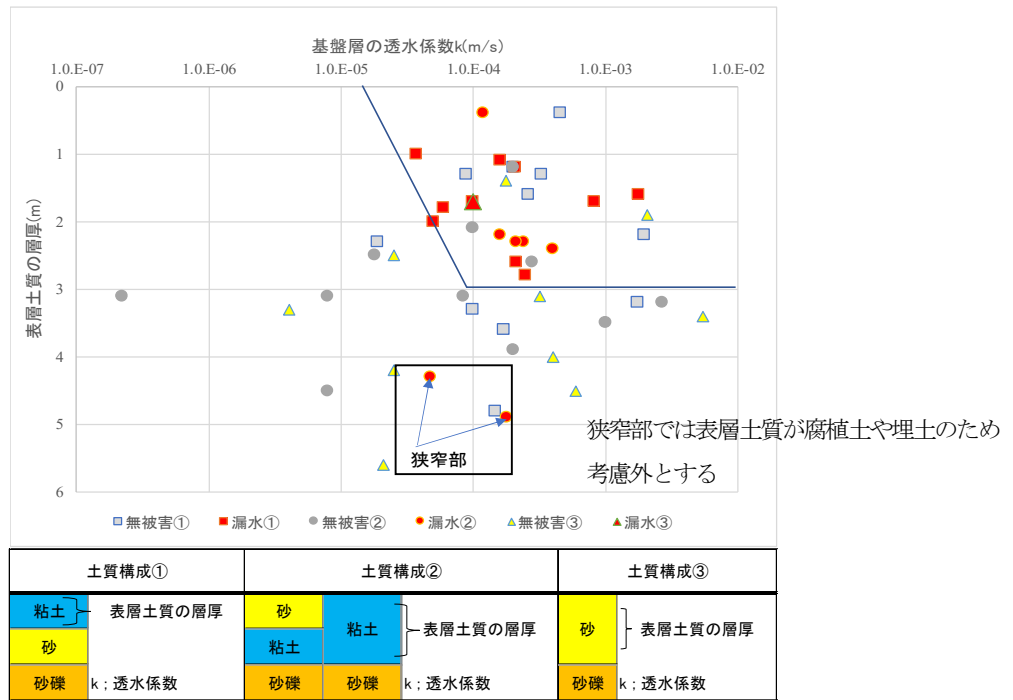


図 6-3-7 千曲川における表層土質の層厚と透水層の透水係数の関係

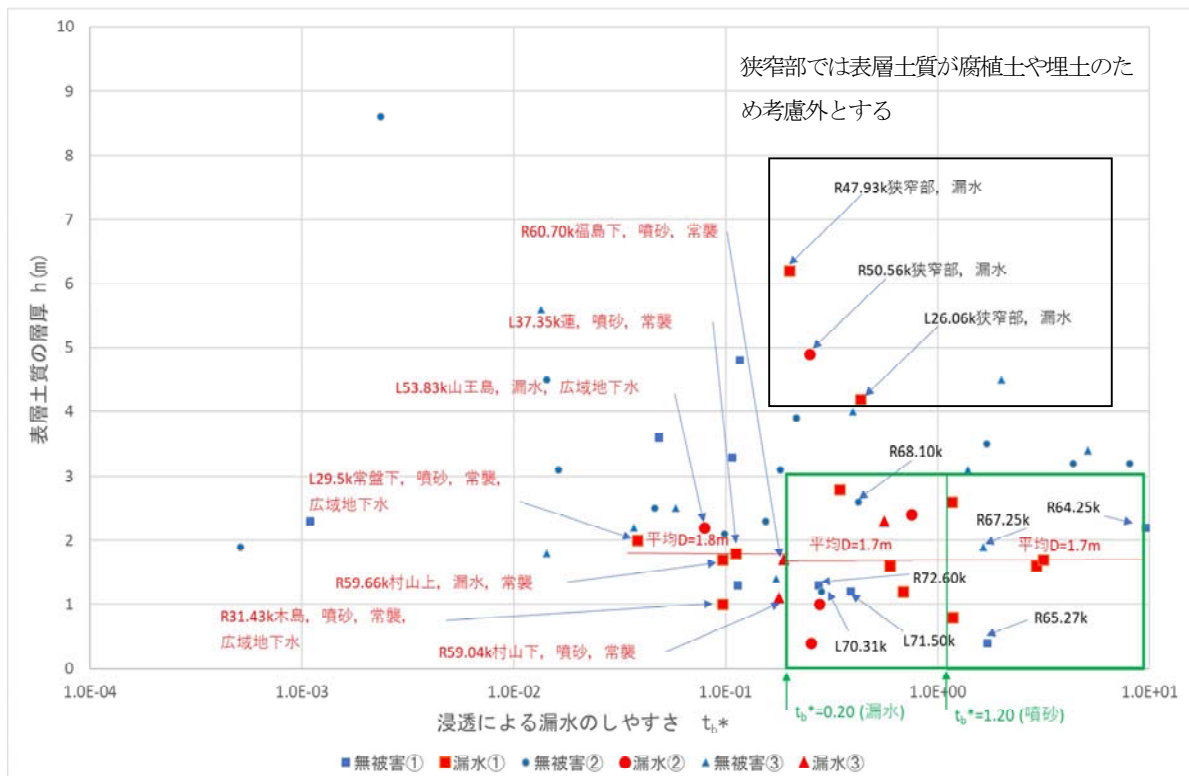


図 6-3-8 千曲川における表層土質の層厚と浸透による漏水しやすさの t_b^* の関係

図 6-3-6 において、噴砂が発生する表層土質構成は、上位から粘土、砂、砂礫の土質構成であり、図 5-2-15 の水圧分布に示すように水圧が大きくなるケースである。裏のり尻付近の浸透水の集中によって、水圧と表層土質の重量とのバランスが崩れ(盤ぶくれ)、漏水が発生する可能性が高くなる。この時、基礎地盤の透水係数の異なる砂層と砂礫層の間に浸透力が発生し、土粒子の移動が起こり、地上に地下水とともに噴砂が発生する場合も起こりえる。このとき、図 2-7-2 の模型実験から、噴砂が進行し続けると、ある時点で土粒子移動が発生し、基礎地盤のせん断抵抗力の低下によって、堤防のり面のすべり破壊が発生する。堤防弱点箇所の抽出は、裏のり尻付近の浸透水の集中を表す t_b^* とともに抵抗する基礎地盤の土質特性を明らかにし、漏水から噴砂、すべり破壊に至る 3 段階の評価を行う。漏水の浸透力に対する表層土質の層厚 h は、3m 以下の厚さに対し盤ぶくれが発生するとして評価する。

図 6-3-7、図 6-3-8 で狭窄部の層厚が他と大きく異なりバラツキがあるのは、人工埋土や腐植土の隙間を浸透する漏水があり、浸透力による表層土質の浸透破壊が発生しないことから除外する。漏水に対する表層土質の層厚 h は、3m 以下の厚さに対し、盤ぶくれが発生するとして評価する。

b.漏水を伴う噴砂のしやすさ

上記の盤ぶくれが発生し、さらに裏のり尻付近への浸透水が集中することにより、砂層はせん断強さを失い、地下水とともに砂が噴き上がる噴砂が発生する。砂のせん断強さは、粒度組成に影響し、細粒分が多くなると粒子間の粘着力が大きくなり、粒子が大きくなると粒子のかみ合わせによる抵抗が大きくなる。

梯川の検討から噴砂が発生している砂質土はほぼ均一な粒子であり、噴砂のしやすい範囲は、液状化(Liquefaction)のしやすい範囲と同範囲にある。上野ら⁴⁾の室内模型実験で見られた噴砂発生も同様である(図 6-3-9)。ここでは、国土交通省国土技術政策総合研究所から公開されている河川堤防の土質試験結果情報⁵⁾を利用する。ほぼ均一な粒径であることを示す指標として、60%粒径、均等係数(D_{60}/D_{20})、細粒分含有率 FC を用いる。

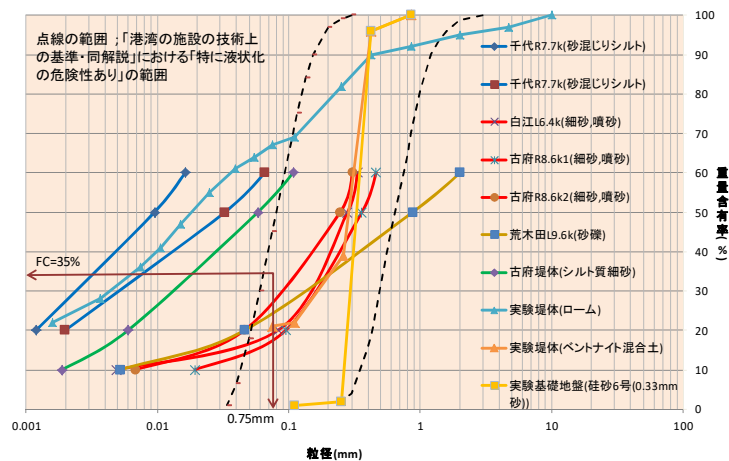


図 6-3-9 噴砂発生の粒径加積曲線

「噴砂のしやすさの指標」

- ・ 60%粒径 $D_{60} = 0.1 \sim 1\text{mm}$
- ・ 均等係数 $U_c^*(D_{60}/D_{20})$ $U_c^* = 10$ 以下
- ・ 細粒分含有率 FC $FC = 35\%$ 以下

図 6-3-10 は t_b^* に対する 60% 粒径 D_{60} , 図 6-3-11 は t_b^* と均等係数 U_c^* の関係を示す。同図には、梯川で噴砂が発生した白江地区(左岸 6.4kp 付近), すべり破壊が発生した古府地区(右岸 8.4kp 付近)のデータをプロットした。白江地区は, $t_b^*=2.7$ と千曲川の噴砂発生範囲にある。古府地区は, $t_b^*=6.9$ と漏水被災が発生したデータでは最大値を示している。 $t_b^*=1.20$ 以上の噴砂発生箇所は, すべて $D_{60}=0.1\sim 1\text{mm}$, $U_c^*=10$ 以下の範囲にある。 $t_b^*=0.03\sim 0.20$ の範囲での噴砂発生の表層土質構成は, 粘土, 砂, 砂礫(土質構成①)と砂, 砂礫(土質構成③)があり, D_{60} , U_c^* にバラツキがみられる。これに対して, $t_b^*=1.20$ 以上の範囲の噴砂発生の表層土質構成は, ほとんどが粘土, 砂, 砂礫(土質構成①)である。土質構成①は, 模型実験で決壊しやすい複層構造である(表 2-7-2 のケース 6,7 に相当)。また, 図 5-2-15, 図 5-2-16 の水圧分布の試算結果から, 表層に粘性土層が分布する土質構成では, 表層に砂層が分布する土質構成に比べ高い水圧分布をもち, 噴砂が発生しやすい構造と考えられる。表層に砂層が分布する土質構成③では排水効果により, 噴砂が発生しにくい構造と考えられる。噴砂の発生しやすさは, t_b^* が同じでも表層土質の粒径に影響すると考えられる。

図 6-3-10 の t_b^* と D_{60} の関係図では, 漏水の範囲である $t_b^*=0.20\sim 1.20$ で $D_{60}=0.1\sim 1.0\text{mm}$ 以外でも漏水が発生(赤沼, 福島上, 小島田)しており, バラツキがみられる。これに対して図 6-3-11 の t_b^* と均等係数 U_c^* の関係図では, 漏水発生箇所はほとんど $U_c^*=10$ 以下の範囲に入る。

図 6-3-12 に示した細粒分含有率 FC と t_b^* の関係を見ると, 常襲型漏水の範囲, 漏水の範囲である $t_b^*=0.03\sim 1.20$ では細粒分含有 FC のバラツキが大きく, $t_b^*=1.20$ 以上範囲では, 細粒分含有率 $FC=35\%$ 以内で噴砂が発生している。細粒分含有率 $FC=35\%$ 以上でも噴砂が発生している箇所(土質構成③)は, 基礎地盤の噴砂発生箇所(細粒分流出箇所)は局所的であり, 土質試験実施位置と一致していないものと考えられる。

以上から, 噴砂が発生しやすい地盤の粒度組成は, 均等係数 U_c^* の影響が大きいと考えられる。

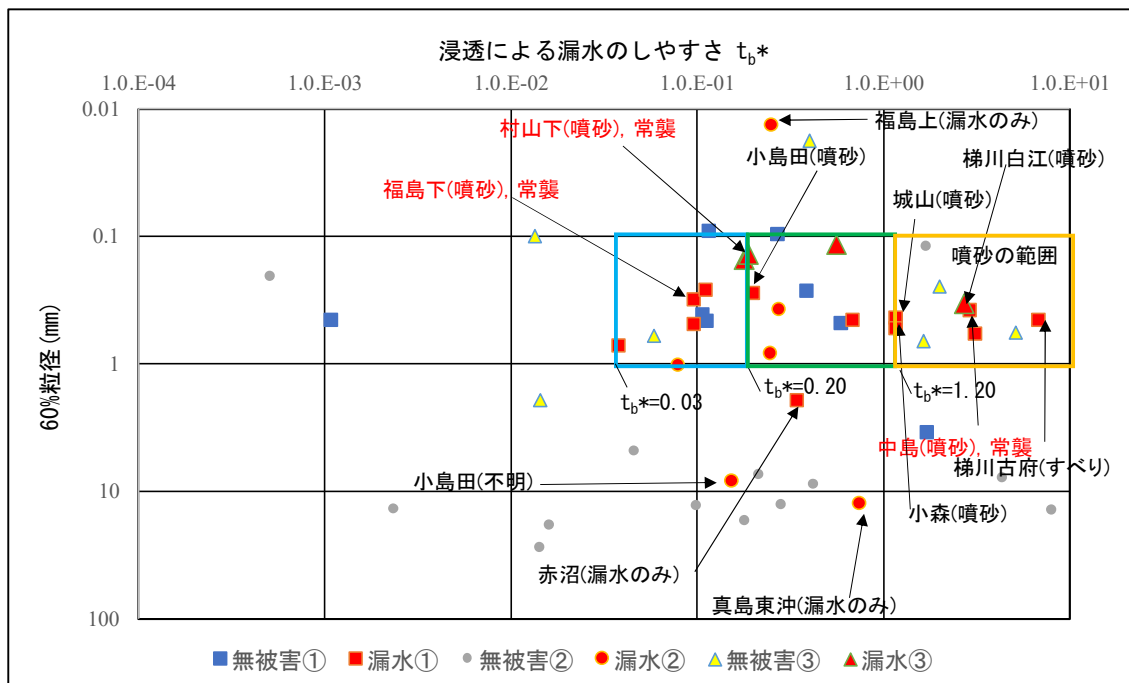


図 6-3-10 t_b^* と 60% 粒径の関係

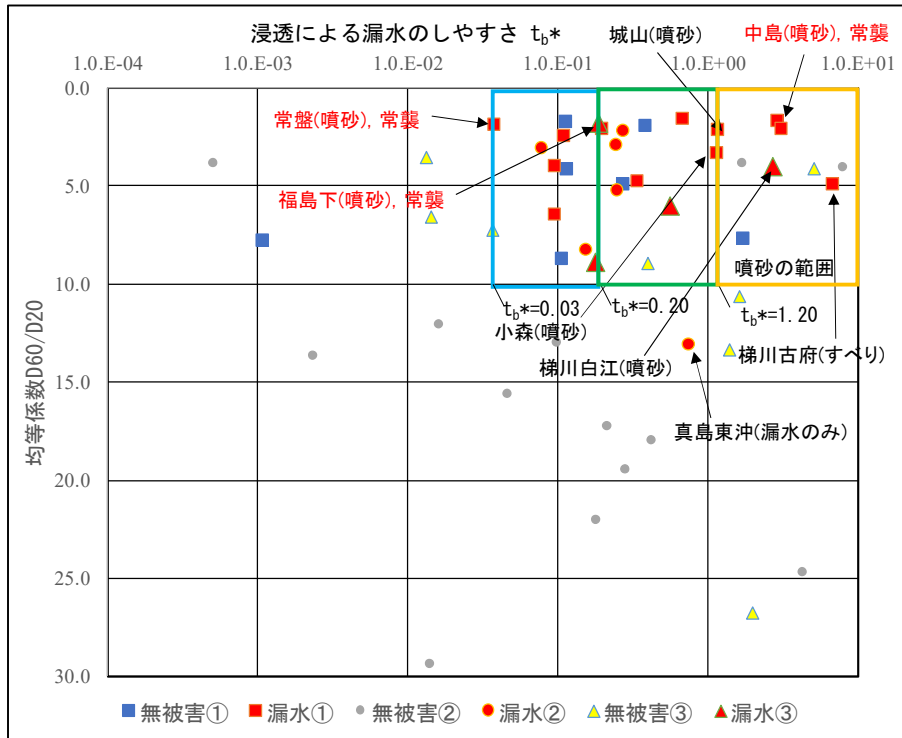


図 6-3-11 t_b^* と均等係数 $U_c^*(D_{60}/D_{20})$ の関係

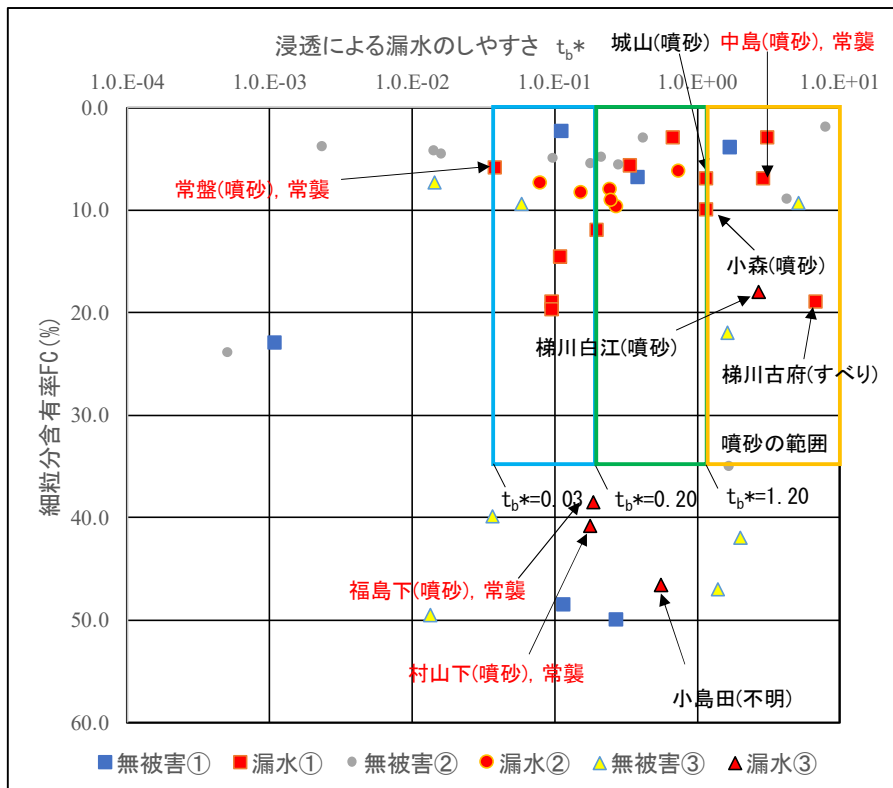


図 6-3-12 t_b^* と細粒分含有率 FC の関係

c. すべり破壊のしやすさ

堤防裏の尻付近に噴砂が発生し、法先の泥濘化が進行していくと堤体すべり破壊や沈下が発生することが現地堤防および堤防模型実験⁹⁾で確認されているが、理論的に説明することは困難で、様々な研究が進められている段階である。ここでは、5.3節の梯川のすべり破壊の検討から、すべり安全率が小さく、基礎地盤のすべり円弧が、噴砂が発生する砂層を通過する長さに着目し評価することの重要性を述べた。すべり安全率は、基礎地盤のせん断抵抗力 $\tau(\tau = \sigma \tan \phi, \text{上載荷重} \sigma = \text{表層土質の層厚} h_1 \times \text{単位体積重}, \text{せん断抵抗角} \phi)$ に影響する。図6-3-13、図6-3-14に示す古府地区の8.4kpと8.6kpのすべり円弧の比較から、噴砂層の層厚(h2)も影響することを考慮する(h2が大きい場合には、噴砂層を通過する円弧が長くなり、基礎地盤のせん断抵抗力の低下の影響を受けやすくなる)。漏水をとまなう噴砂のしやすさから、均等係数の影響が大きいことから、この値が小さい場合には土粒子の移動がしやすく、基礎地盤のせん断抵抗力が低下すると考える。

図6-3-15には、 t_b^* と噴砂に伴うせん断抵抗の耐力指標 $\tau'(\phi \times h_1 / h_2 \times U_c^*)$ として関係図を示した。

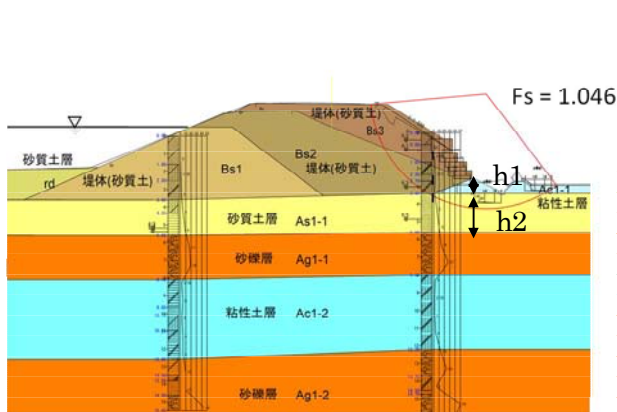


図6-3-13 右岸8.4kpの地質断面図とすべり円弧

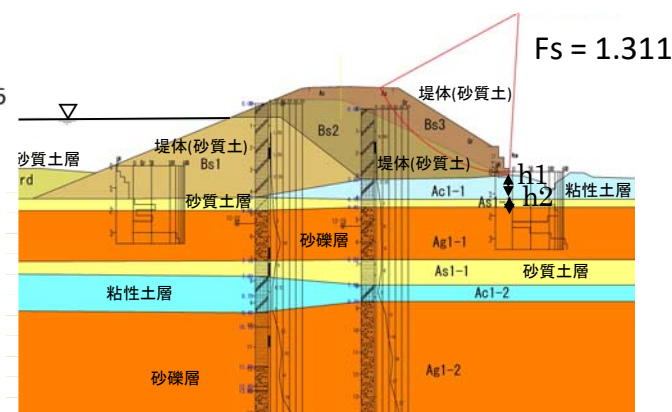


図6-3-14 右岸8.6kpの地質断面図とすべり円弧

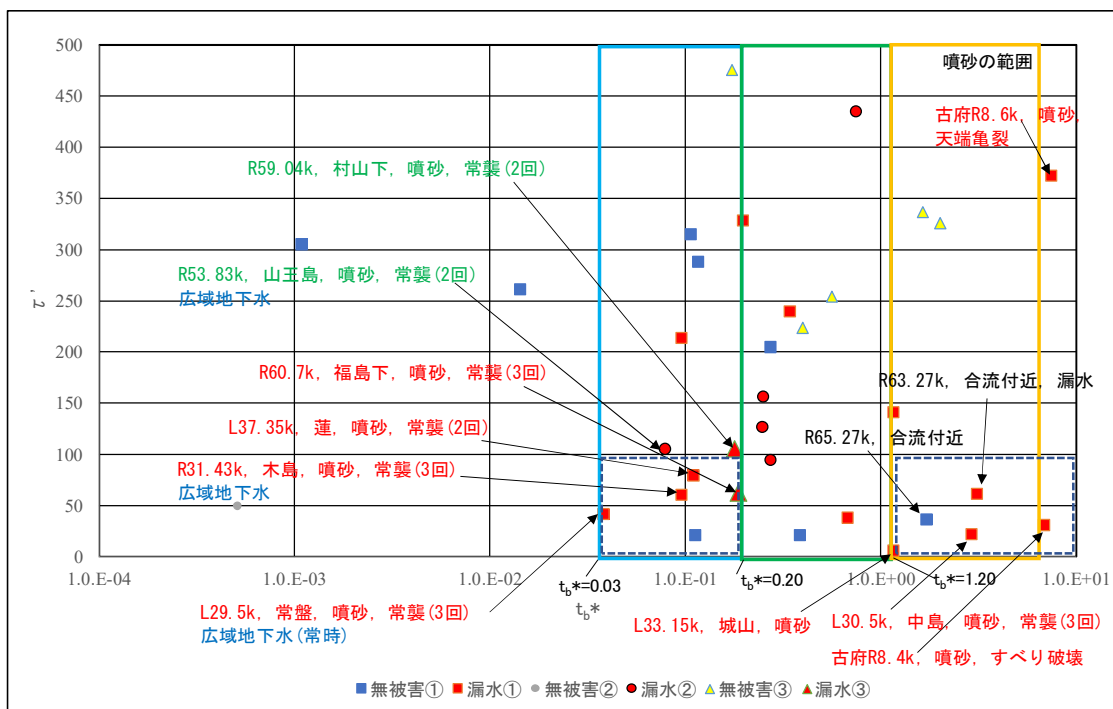


図6-3-15 t_b^* と τ' の関係

噴砂、すべり破壊が発生した古府地区の 8.4kp と噴砂が発生し、天端亀裂にとどまった 8.6kp を比較すると同程度の t_b^* であるが τ' が大きく異なることがわかる。これをもとに噴砂が発生する $t_b^*=1.2$ 以上の範囲と広域地下水の影響を受けた漏水、常襲型漏水の $t_b^*=0.03\sim 0.20$ の範囲で $\tau'=100$ 以下の部分をみると、ほとんどが 3 回以上の常襲型漏水で漏水を伴う噴砂が発生している箇所である。 $\tau'=100$ 以上の村山下、山王島は 2 回の漏水発生で τ' が小さいほど漏水発生回数が多くなっている。また、広域地下水の影響を受けた漏水は、常襲型漏水より小さい t_b^* で発生しており、外力頻度によって少ない t_b^* で発生していることを示し、常時地下水の影響を受けた漏水の木島地区は、最も小さい t_b^* , τ' となっている。したがって、せん断抵抗の耐力指標 τ' の値の大きさは、実際の漏水現象を捉えていると考えられ、噴砂発生時の t_b^* の範囲で $\tau'=100$ 以下をすべり破壊の可能性のあるものとして評価する。R63.27kp, R65.27kp は、後節の図 6-4-3 に示すように犀川との合流付近で河幅が千曲川の中で最大を示しており、H18 洪水では HWL まで達していなかったことから、実現象と対応していないと考えられる。

総合評価(弱点箇所の抽出)

堤防基礎地盤の弱点箇所は、a.浸透による漏水のしやすさ、b.漏水を伴う噴砂のしやすさ、c.すべり破壊のしやすさによって、どの程度まで変状が進展するかを判断を与え抽出することが可能である。浸透による漏水のしやすさ指標 t_b^* が堤防基礎の変状に対する重要な指標であることが示された。しかし、実際に起こっている基礎地盤の変形現象は多様で複雑であり、漏水のみに対して透水層の層厚の影響、漏水による噴砂、すべり破壊に対しては、均等係数、細粒分含有率についても判断する上で注意を払う必要がある。

本章では、この判断のために外力 t_b^* に対する層 h 、60%粒径 D_{60} 、均等係数 U_c^* 、細粒分含有率 FC 、せん断抵抗の耐力指標 τ' の関係図を作成し、この図の組み合わせで弱点箇所を抽出する。

総合評価結果を表 6-3-1 に示す。総合評価ですべり破壊とされた箇所は、3 回以上の浸透破壊が進行している常襲箇所と対応した。狭窄部は、漏水のみの判定で噴砂の発生はない判定となり、実現象と対応している。狭窄部の上流ですべり、噴砂の判定が多く、犀川から合流(65kp 付近から上流)では漏水、発生無しの判定が多くなり、実現象と対応している。犀川上流では砂層粒度が粗くなり、噴砂を起こす砂層の分布が少ないことと対応している。千曲川では、過去の漏水発生箇所は遮水矢板や断面拡大が施されており、近年の出水ではすべり破壊は発生していないと考えられる。

6.4 弱点箇所抽出方法の妥当性

異なる地形分類特性を有する河川堤防の下の基盤漏水について、扇状地では浸透による漏水のしやすさ指標 t_b^* の値に大きなバラツキがみられ、漏水発生の有無については十分な確認ができなかった。狭窄部区間では表層土質の層厚 4m 以上でも漏水が発生していることから、 t_b^* を用いて評価できると考えられる。

抽出結果と実際の漏水発生の有無の対応をみると、検討箇所 54 中 47 箇所て説明ができています。漏水の現象まで説明できた数は、44 箇所である。総合評価で漏水無しの評価で漏水が発生している箇所は無い。

表 6-4-1 弱点箇所抽出方法の妥当性確認

左右岸	距離	地形分類	表層土質構成			表層土質構成	漏水の履歴	平均動水勾配 H/b	透水層の透水系数 (m/s)	継続時間 (時間)	t_b^*	総合評価				被災履歴	妥当性確認		
												① 漏水	② 噴砂	③ すべり破壊	漏水形態		評価箇所	漏水有無の判定	現象の判定
左岸	25.35	狭窄部	粘土	砂	礫	複層	あり	0.11	2.6E-04	51	6.0E-01	●			漏水	戸狩, 漏水S57.9	1	1	1
左岸	26.06	狭窄部	粘土	砂	礫	複層	あり	0.09	2.6E-04	47	4.3E-01	●			漏水	戸狩, 漏水H18.7	1	1	1
左岸	27.52	狭窄部	粘土	砂	礫	複層	無し	0.07	1.0E-04	33	1.1E-01				無し		1	1	1
右岸	29.1	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	無し	0.12	1.8E-05	49	4.6E-02				無し		1	1	1
左岸	29.5	氾濫原	粘土	砂	礫	複層	あり	0.06	5.0E-05	44	3.8E-02	●	●	●	すべり	常盤下, 噴砂, 常襲(3回), 広域地下水	1	1	1
左岸	30.5	氾濫原	粘土	砂	礫	複層	あり	0.09	1.8E-03	51	2.9E+00	●	●	●	すべり	常盤上, 噴砂, 常襲(3回)	1	1	1
左岸	31.0	氾濫原	粘土	砂	礫	複層	無し	0.07	1.1E-06	39	1.1E-03				無し		1	1	1
右岸	31.43	氾濫原	粘土	砂	礫	複層	あり	0.12	3.7E-05	46	9.6E-02	●	●	●	すべり	木島, 噴砂, 常襲(3回), 広域地下水	1	1	1
左岸	32.35	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	無し	0.09	1.4E-06	32	2.4E-03				無し		1	1	1
左岸	33.15	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	あり	0.09	7.5E-04	29	1.2E+00	●	●	●	すべり	城山, 噴砂	1	1	1
右岸	34.58	氾濫原	砂	粘土	礫	粘土単層	無し	0.11	2.2E-07	46	5.1E-04				無し		1	1	1
右岸	35.65	氾濫原	砂	砂	礫	砂単層	無し	0.13	6.0E-04	33	2.0E+00				無し		1	1	1
右岸	37.20	氾濫原	砂	砂	礫	砂単層	無し	0.14	3.2E-04	26	1.4E+00				無し		1	1	1
左岸	37.35	氾濫原	粘土	砂	礫	複層	あり	0.10	6.0E-05	31	1.1E-01	●	●	●	すべり	蓮, 噴砂, 常襲	1	1	1
左岸	46.60	狭窄部	砂	粘土	礫	粘土単層	無し	0.10	7.9E-06	24	1.6E-02				無し		1	1	1
右岸	47.93	狭窄部	砂	砂	礫	複層	あり	0.15	4.6E-05	51	2.0E-01	●			漏水	大俣, 漏水	1	1	1
右岸	49.00	狭窄部	砂	粘土	砂	粘土単層	あり	0.17	4.7E-05	48	2.8E-01	●			漏水	上今井, 漏水	1	1	1
左岸	49.50	狭窄部	砂	砂	礫	粘土単層	無し	0.09	7.9E-06	24	1.4E-02				無し		1	1	1
右岸	50.56	狭窄部	粘土	砂	礫	粘土単層	あり	0.08	1.8E-04	29	2.5E-01	●			漏水	生田漏水	1	1	1
右岸	51.73	狭窄部	粘土	砂	礫	複層	無し	0.05	1.5E-04	11	1.2E-01				無し		1	1	1
左岸	53.25	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	無し	0.11	8.4E-05	44	1.8E-01				無し		1	1	1
右岸	53.83	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	あり	0.05	1.6E-04	43	8.0E-02	●	●		噴砂	山王島, 噴砂, 広域地下水	1	1	1
左岸	54.77	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	あり	0.10	1.9E-04	41					無し	飯田(堤体特殊層漏水, 常襲)			
左岸	55.50	氾濫原	埋土	砂	礫	砂単層	無し	0.07	4.0E-04	23	4.0E-01				無し		1	1	1
左岸	56.38	氾濫原	粘土	砂	礫	複層	あり	0.08	2.5E-04	32	3.4E-01	●			漏水	赤沼, 漏水	1	1	1
左岸	57.40	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	無し	0.10		31					無し				
右岸	59.04	氾濫原	砂	砂	礫	砂単層	あり	0.07	1.6E-04	31	1.8E-01	●	●		噴砂	村山下, 噴砂, 常襲	1	1	1
右岸	59.66	氾濫原	粘土	砂	礫	複層	あり	0.07	1.0E-04	29	9.7E-02	●	●		噴砂	村山上, 漏水, 常襲	1	1	1
左岸	59.75	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	無し	0.11		35					無し				
右岸	60.70	氾濫原	粘土	砂	礫	砂単層	あり	0.09	1.0E-04	29	1.9E-01	●	●	●	すべり	福島下, 噴砂, 常襲(3回)	1	1	1
右岸	61.43	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	あり	0.10	1.2E-04	39	2.5E-01	●			漏水	福島上, 漏水	1	1	1
右岸	63.27	氾濫原	粘土	砂	礫	複層	あり	0.14	8.3E-04	37	3.1E+00	●	●	●	すべり	近隣漏水	1	1	1
左岸	63.75	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	無し	0.12	2.7E-03	27	8.1E+00				無し		1	1	1
右岸	64.25	氾濫原	粘土	砂	礫	複層	無し	0.16	2.0E-03	33	9.6E+00	●	●		噴砂		1	1	1
左岸	64.97	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	無し	0.11	1.8E-03	25	4.3E+00				無し		1	1	1
右岸	65.27	氾濫原	粘土	砂	礫	複層	無し	0.14	4.6E-04	30	1.7E+00	●	●	●	すべり		1	1	1
右岸	66.25	氾濫原	粘土	砂	礫	砂単層	無し	0.08	1.8E-04	14	1.7E-01				無し		1	1	1
右岸	67.25	氾濫原	粘土	砂	礫	砂単層	無し	0.07	2.1E-03	21	1.6E+00	●	●		噴砂		1	1	1
左岸	67.98	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	あり	0.11	4.0E-04	19	7.5E-01	●			漏水	真島東沖(S57.8), 漏水	1	1	1
右岸	68.10	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	無し	0.09	2.8E-04	21	4.2E-01	●			漏水		1	1	1
右岸	69.00	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	あり	0.06	2.4E-04	16	1.5E-01				無し	小島田(S57.9, 当時断面不明)	1	1	1
右岸	69.65	氾濫原	粘土	砂	礫	砂単層	あり	0.13	2.1E-04	16	5.6E-01	●			漏水	小島田(S57.8), 不明	1	1	1
左岸	70.31	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	無し	0.09	2.0E-04	18	2.8E-01	●			漏水		1	1	1
左岸	71.50	氾濫原	粘土	砂	礫	複層	無し	0.11	2.0E-04	18	3.9E-01	●			漏水		1	1	1
右岸	71.83	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	無し	0.08	2.0E-04	20	2.2E-01				無し	S57.9, 漏水(当時断面不明)	1	1	1
右岸	72.60	氾濫原	粘土	砂	礫	複層	無し	0.07	3.3E-04	13	2.7E-01	●			漏水		1	1	1
左岸	72.75	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	無し	0.08	1.0E-04	14	9.9E-02				無し		1	1	1
右岸	73.50	氾濫原	粘土	砂	礫	複層	無し	0.04	1.7E-04	8	4.9E-02				無し		1	1	1
右岸	74.60	氾濫原	砂	砂	礫	砂単層	無し	0.10	2.5E-05	25	3.7E-02				無し		1	1	1
左岸	75.07	氾濫原	粘土	砂	礫	複層	あり	0.14	2.1E-04	28	6.9E-01	●			漏水	東福寺(S57.9), 不明	1	1	1
右岸	75.60	氾濫原	粘土	砂	礫	砂単層	無し	0.12	2.5E-05	33	5.8E-02				無し		1	1	1
左岸	76.05	氾濫原	粘土	砂	礫	複層	あり	0.18	2.1E-04	32	1.2E+00	●	●		噴砂	小森(S57.9), 噴砂	1	1	1
右岸	76.58	氾濫原	粘土	砂	礫	複層	無し	0.09	8.8E-05	19	1.1E-01				無し		1	1	1
右岸	77.24	氾濫原	粘土	砂	礫	砂単層	無し	0.04	2.1E-05	27	1.3E-02				無し	S57.9, 漏水(当時断面不明)	1	1	1
左岸	77.50	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	無し	0.10	1.0E-03	17	1.7E+00		●		無し	S57.9, 漏水(当時断面不明)	1	1	1
右岸	78.01	氾濫原	砂	砂	礫	砂単層	無し	0.15	4.1E-06	25	1.4E-02				無し		1	1	1
左岸	78.00	氾濫原	粘土	砂	礫	粘土単層	無し	0.08		12					無し		1	1	1
右岸	79.02	氾濫原	粘土	砂	礫	砂単層	無し	0.08	5.5E-03	15	5.1E+00		●		無し		1	1	1

54 47 44

広域地下水の影響，常襲型漏水箇所（ $t_b^*=0.03\sim 0.20$ ）をみると，左岸 29.5kp で最も小さい t_b^* 値を示している．当該箇所は周辺からの広域地下水の影響を受けた漏水であり，現地調査をすると常時において水路から湧水が確認され，融雪期には特に多量の湧水が確認される箇所である．同じく広域地下水の影響を受ける右岸 31.43kp（木島地区）でも t_b^* は小さく，常時においては湧水の発生はないが融雪期に湧水を確認している．このように常時湧水が見られる箇所では基礎地盤中に浸透破壊が進行していることも考えられ，小さい t_b^* 値を示すものと考えられる．



写真 6-4-1 左岸堤防 29.0kp 付近の湧水状況（融雪期）⁸⁾



写真 6-4-2 左岸堤防 29.0kp 付近の湧水状況⁸⁾
常時の湧水があり，水は酸化褐色を呈している

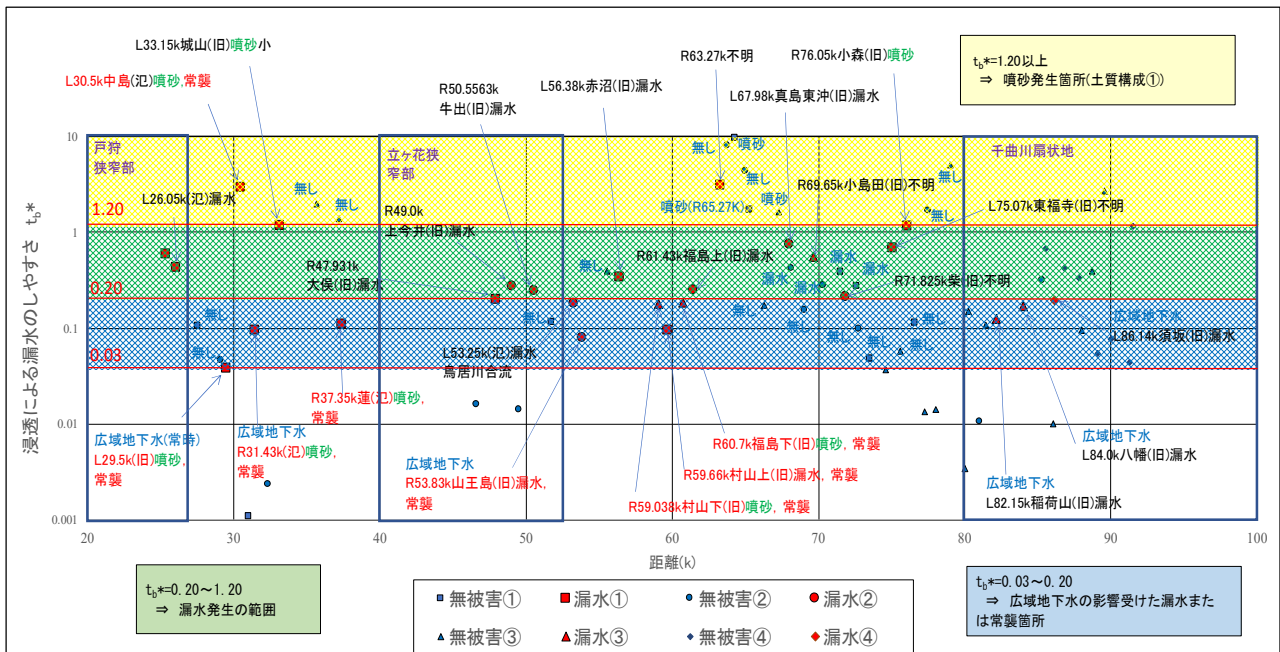


図 6-4-1 浸透による漏水のしやすさの妥当性確認

本抽出方法では「漏水」、「噴砂」と判断されたが、実際には発生していない箇所について、以下に考察する。図 6-4-1 に判定結果を示す。「漏水無し」と判断された青印の箇所は、ほとんどが $t_b^*=0.20$ 以下であり、漏水発生箇所の t_b^* よりも小さく実現象と一致している。また、浸透しやすさで「漏水無し」と判断された箇所の土質構成は表層土質が 3m 以上と分布し、噴砂の発生しにくい土質構成で実現象と対応している。

次に 64.25kp～70.31kp 間では、透水係数が他の区間と比較し、大きいことから $t_b^*=0.20$ 以上で「漏水」、「噴砂」の判定となっている。 t_b^* の代表透水係数は、主に現場透水試験から設定されており、図 6-4-2 の粒度試験結果の 20%粒径と比較してみると、60kp～80kp の透水係数と 20%粒径の相関性がみられる。64.25kp～70.31kp 間の透水係数は、上流の千曲川扇状地と同程度か高い値を示している。図 6-4-3 の地形分類図をみると、犀川と合流付近であり、東側のリアス状に突き出した山地まで犀川の扇状地が押し寄せている形状である。千曲川の左岸側をみるとその押し寄せた扇状地を侵食している旧河道がみられる。以上の堆積構造から他の箇所に比べ大粒径で透水性の高い礫が堆積したものと考えられる。当該区間では昭和 60 年以前に漏水が発生した箇所で、その後、堤防整備が行われ、近年の洪水では漏水が発生していない。平成 18 年 7 月出水では犀川合流から下流側では H.W.L.に近い洪水であったが、合流付近の川幅は 1.1km と千曲川で最大幅であり、河川水位は H.W.L.-1.5m 程度であった。この水位で合流付近の右岸 65.27kp(抽出結果は噴砂)の浸透しやすさを求めると $t_b^*=0.98$ で漏水の範囲内にある。

以上から、当該区間の透水係数は妥当であること、周辺に漏水履歴があることから、抽出判定した「漏水、噴砂」は妥当と考えられるが、さらに検討が必要である。なお、上野、笹岡らが行った堤防模型実験で基礎地盤に透水係数が大きい碎石層を設けたケース(表 4-6-2 のケース 13)では、噴砂が発生しないことが示されている。

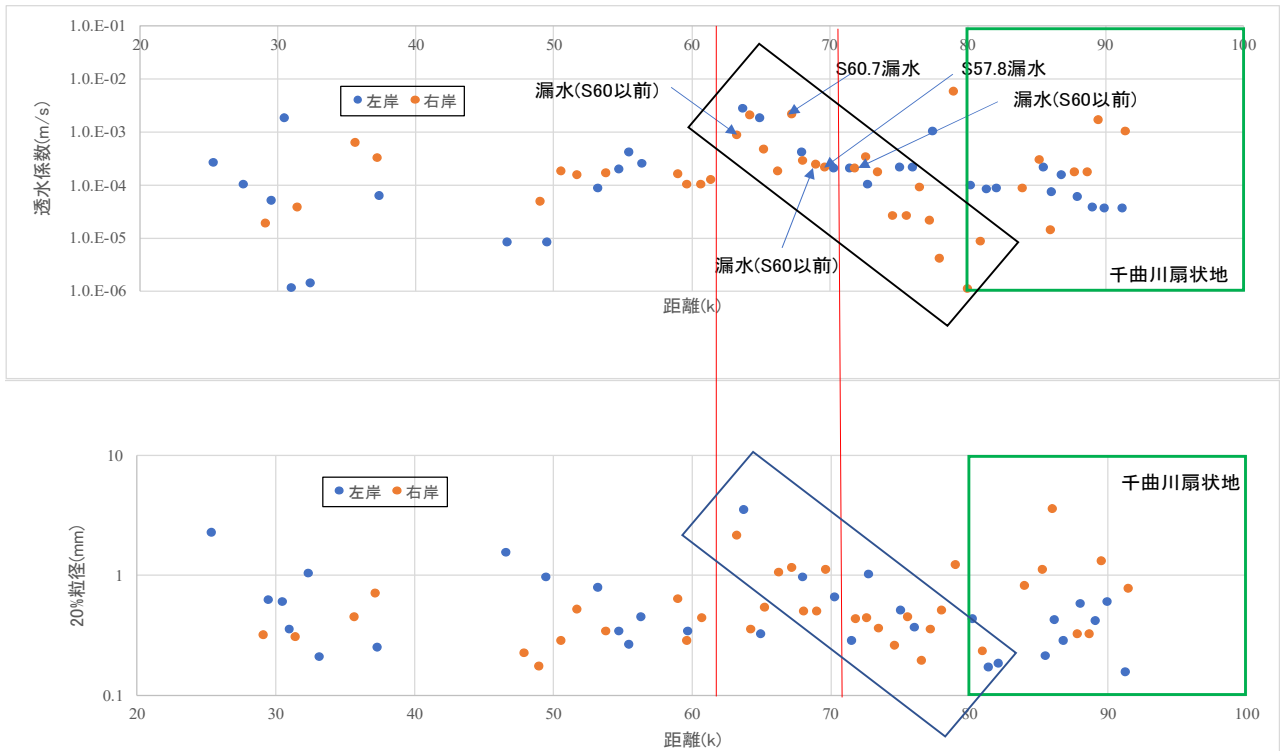


図 6-4-2 20%粒径と透水係数の比較

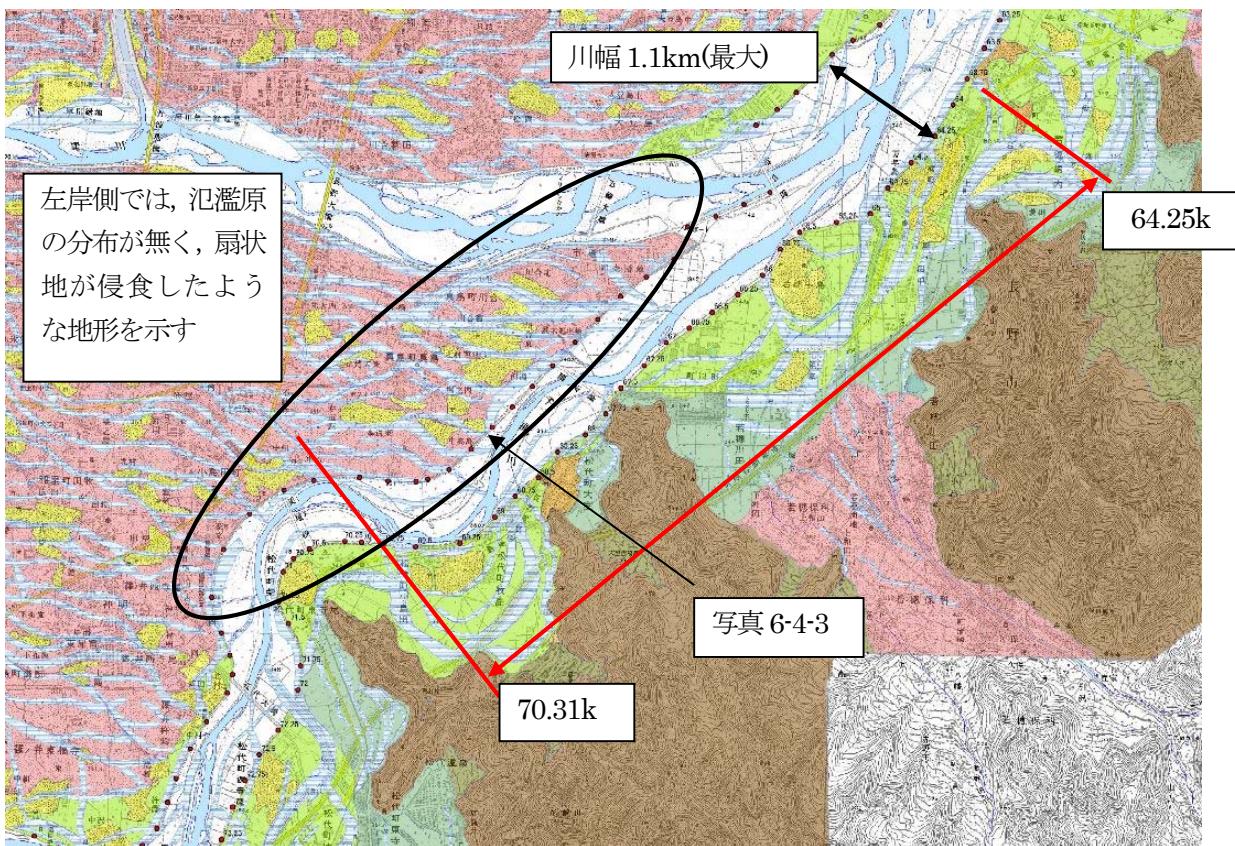


図 6-4-3 64.25kp~70.31kp の地形分類



写真 6-4-3 左岸 68.5kp 付近の扇状地と旧河道の状況
堤内地側に扇状地の微高地(集落)が広がる。旧河道との境界付近に湿地あり

6.5 詳細調査の方法

代表断面における弱点箇所抽出結果に対して、詳細調査を実施する。詳細調査は5.1.2節で示した約1km間隔で行われるボーリング調査を補完するスウェーデン式サウンディング試験やオーガーボーリング調査を行い、堤防裏のり尻付近の土質縦断図を作成することで弱点箇所を詳細に調べることができる。ここでは調査方法を含め、地形分類ごとにまとめた。

(1) 扇状地、谷底平野

扇状地は地表面付近に、透水性の高い砂礫が分布しており、前述のように表層土質構成との関係、透水係数、浸透による漏水のしやすさとの関係性は見られず、漏水は周辺からの広域地下水の影響を受けた部分で発生する。

千曲川扇状地のように谷底堆積低地状では、周辺支川から広域地下水の供給を受けた箇所でも漏水が発生している。一方、犀川扇状地のように典型的な半円錐状の扇状地では、周辺からの地下水の影響は小さく、漏水は発生していない。犀川扇状地と同様な形状を示す常願寺川扇状地、神通川扇状地、庄川扇状地においても漏水は発生していない。

五十嵐川扇状地のように紡錘状を呈し、扇端部で氾濫原と接するような箇所では、上流で伏流した地下水が河川に戻る部分で漏水が発生している。

千曲川扇状地の詳細調査方法は、地形分類図を用いて本川周辺の支川扇状地を抽出する。千曲川扇状地では図6-5-1に示すように右岸側に扇状地は無く、左岸側で扇状地が見られる。この扇状地を形成する支川の合流付近において、LPデータを用いた標高段彩図等で地盤の低い箇所を抽出する。

このように扇状地での弱点箇所の抽出には、地形分類の判読が重要な調査方法となる。

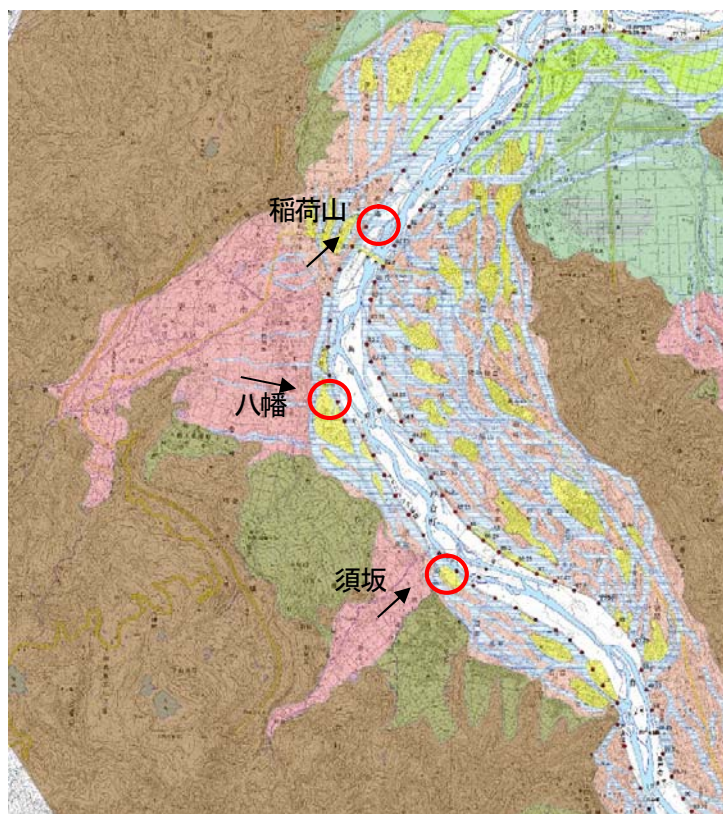


図 6-5-1 千曲川扇状地と漏水発生箇所

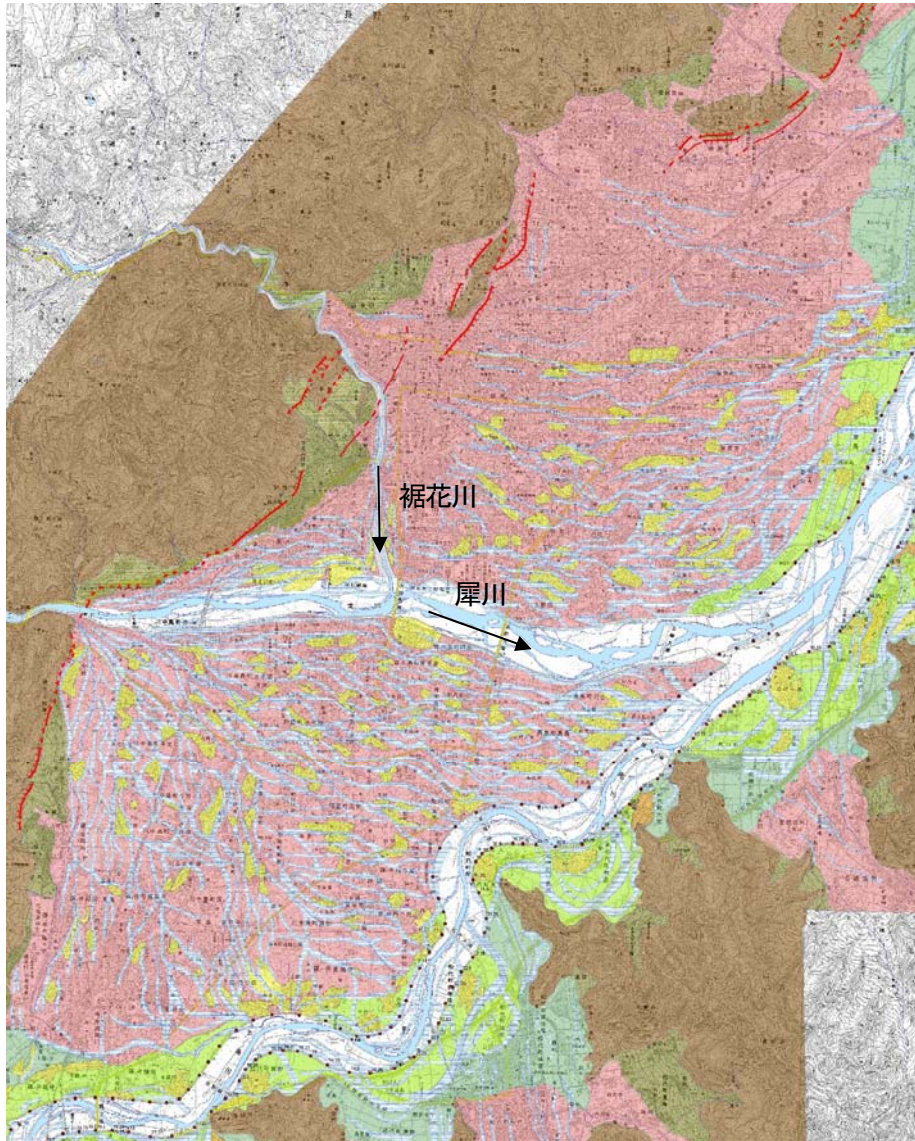


図 6-5-2 犀川・裾花川扇状地

典型的な扇型形状で，周辺支川の扇状地はみられない(犀川堤防では漏水発生していない)．裾花川は人工的に掘削され，犀川と合流している．

扇状地, 谷底平野

地形分類図, 旧河道分布図の作成

形状	形状の例	漏水発生の有無	漏水発生箇所	漏水形態	調査手法
半円錐型	犀川扇状地	漏水発生無し	-	-	-
紡錘型	五十嵐川扇状地	扇端付近の氾濫原との境界付近	地盤の低い箇所で発生	漏水のみ	LPデータ
谷底堆積低地型	千曲川扇状地	周辺支川合流付近	地盤の低い箇所で発生	漏水のみ	LPデータ

図 6-5-3 扇状地, 谷底平野の弱点箇所の抽出方法と詳細調査

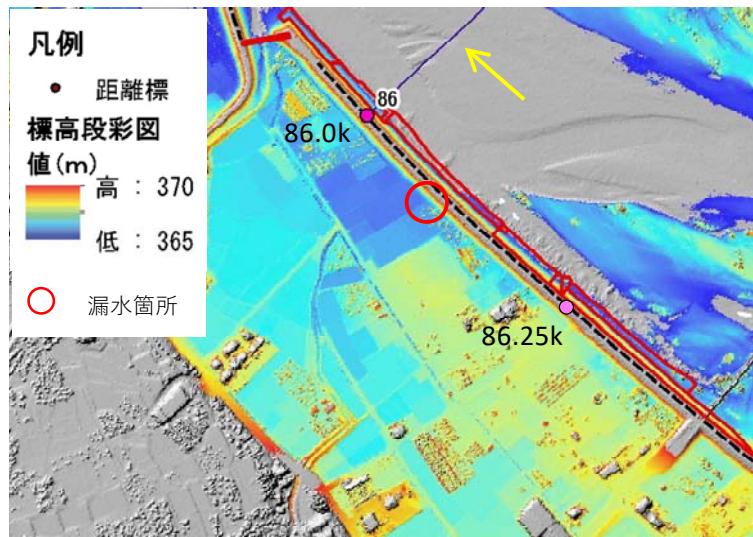


図 6-5-4 標高段彩図と漏水発生箇所の関係(千曲川扇状地, 須坂地区)

(2) 狭窄部区間

狭窄部における漏水発生は、ほとんどが旧河道で発生している。表層土質の層厚と漏水の関係から 3m 以上と厚く分布する箇所でも発生している。また、浸透による漏水のしやすさから $t_b^* = 0.20$ 以上で漏水が発生している。

詳細調査では、旧河道の土質を確認することが重要である。自然に埋積した旧河道では腐植土部分で漏水が発生している。人工的に埋土した旧河道では土質が不明であることから、施工記録、文献等の経緯を確認する必要がある。詳細調査は旧河道の土質確認のためオーガーボーリングが最適である。

狭窄部では、粘性土、腐植土を主体とした土質が分布するため、漏水形態は漏水のみの現象が多い。

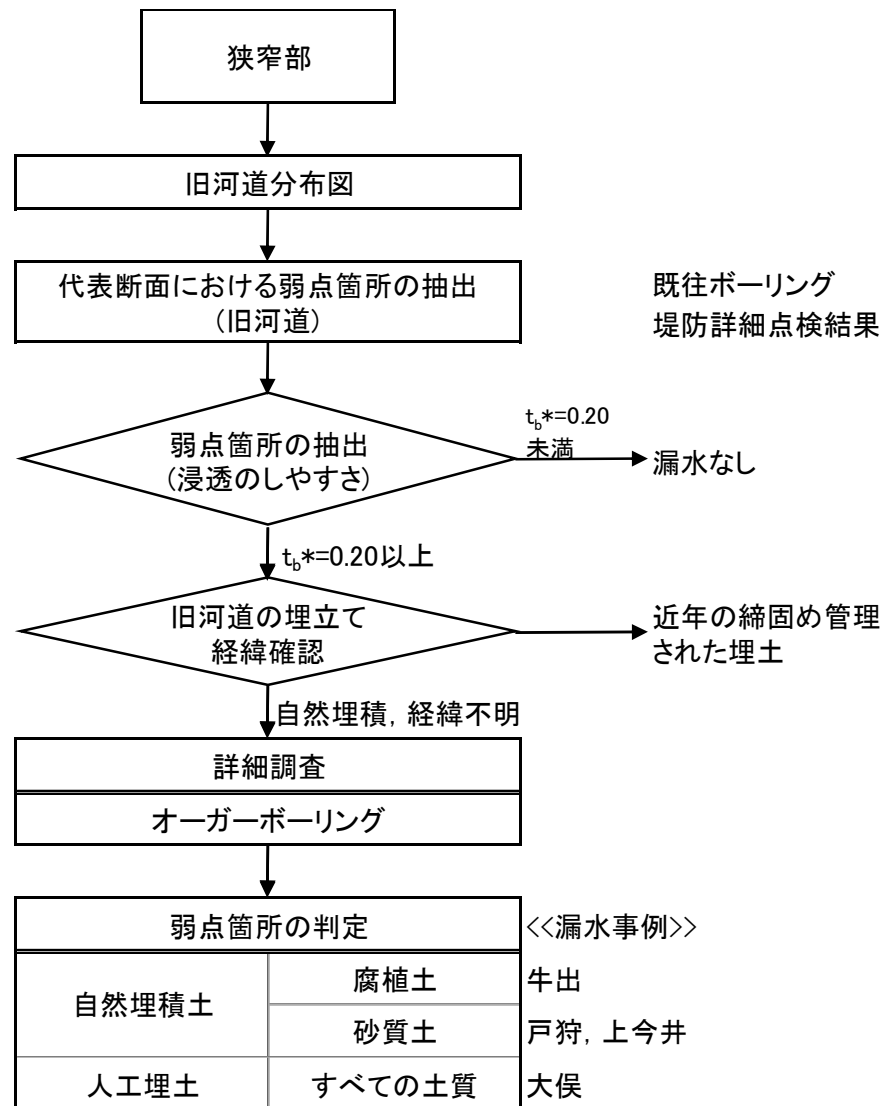


図 6-5-5 狭窄部の弱点箇所の抽出方法と詳細調査

(3) 氾濫原

氾濫原における漏水発生箇所は、ほとんどが旧河道と堤防の交差する場所付近で発生している。浸透による漏水のしやすさ、漏水を伴う噴砂のしやすさ、すべり破壊のしやすさは、堤防裏のり尻付近の表層土質構成に密接に関係する。詳細調査では、堤防裏のり尻付近の土質縦断面図の作成が重要である。5.1.2 節で述べた福島地区、相之島地区、穂高地区の事例のように堤防裏のり尻付近の土質縦断面図作成のためには、旧河道分布図が必要である。旧河道では主に粘性土が分布し、氾濫原では主に砂質土が分布する。長野盆地(河床勾配 1/700 以下)では、旧河道と氾濫原に分布する粘性土と砂質土を明瞭に区分することができ、スウェーデン式サウンディング試験で土質区分が可能である。飯山盆地(河床勾配 1/1,000 以下)では、土質が細粒となり、旧河道と氾濫原の土質が近似するため、スウェーデン式サウンディング試験だけでは土質区分が困難となるため、オーガーボーリングによる目視観察による土質区分を行うことが必要である。

詳細調査と弱点箇所の判定法を図 6-5-6 に示す。

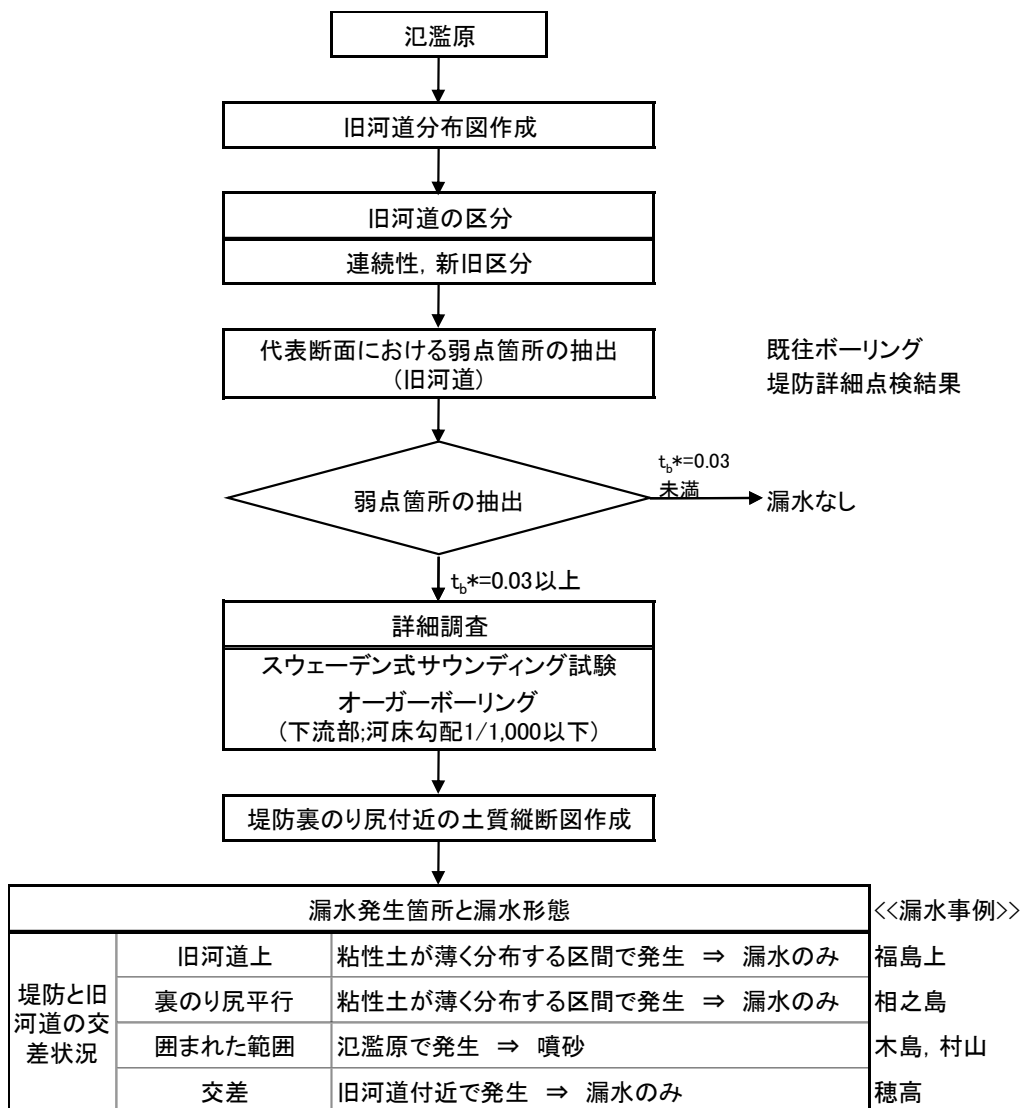


図 6-5-6 氾濫原の弱点箇所の抽出方法と詳細調査

氾濫原では、網目状に旧河道で囲まれた位置で漏水が発生している。長野盆地では、蛇行帯幅が小さいため、堤防と旧河道で囲まれる氾濫原の面積が小さく、旧河道からの浸透の影響を受けやすく、噴砂が発生しやすい。飯山穂盆地では、蛇行帯幅が大きくなるため、堤防と旧河道で囲まれる面積が大きくなる部分があり、穂高地区(右岸 29.5kp 付近)の氾濫原では噴砂の発生はなく、旧河道で発生している(図 6-5-7)。

対岸の左岸 29.0kp や 30.5kp 付近、上流の左岸 37.5kp 付近、右岸 59.0kp 付近では、旧河道で囲まれた面積が小さく、氾濫原で噴砂が発生している(図 6-5-8、図 6-5-9)。

前章の図 5-2-15 の穂高地区をモデルとした表層土質の構成と氾濫原の水圧分布関係について浸透流解析で試算した結果、河川水位の影響のみでは、表層に粘性土が分布した場合、漏水発生は河川から約 118m 程度離れた位置で生じている。また、図 6-5-13 に示したように、河川水位差と旧河道までの距離の関係は 200m 程度の範囲内に旧河道がある場合には、旧河道から浸透の影響を受け、囲まれた氾濫原では噴砂が発生している。

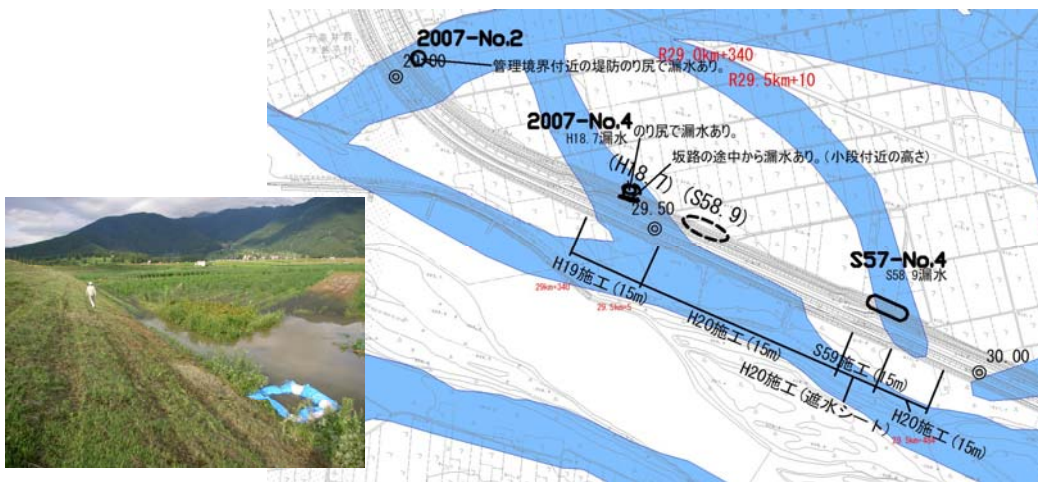


図 6-5-7 旧河道と堤防の交差状況と漏水発生位置(穂高地区 右岸 29.5kp 付近)
旧河道に囲まれている氾濫原で漏水のみが発生 旧河道で囲まれている面積が大きい

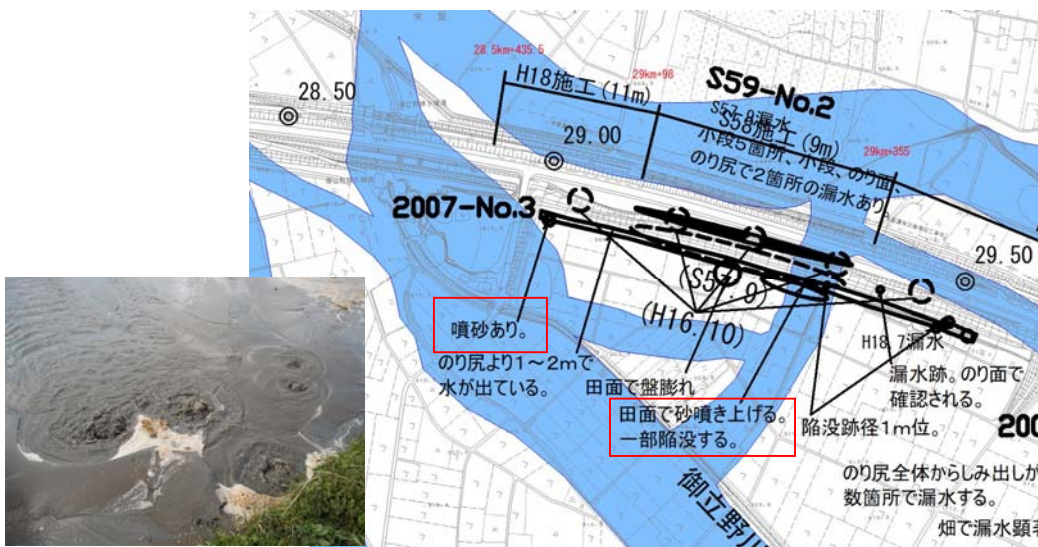


図 6-5-8 旧河道と堤防の交差状況と漏水発生位置(常盤地区 左岸 29.0kp 付近)
旧河道に囲まれている氾濫原で噴砂を伴う漏水が発生

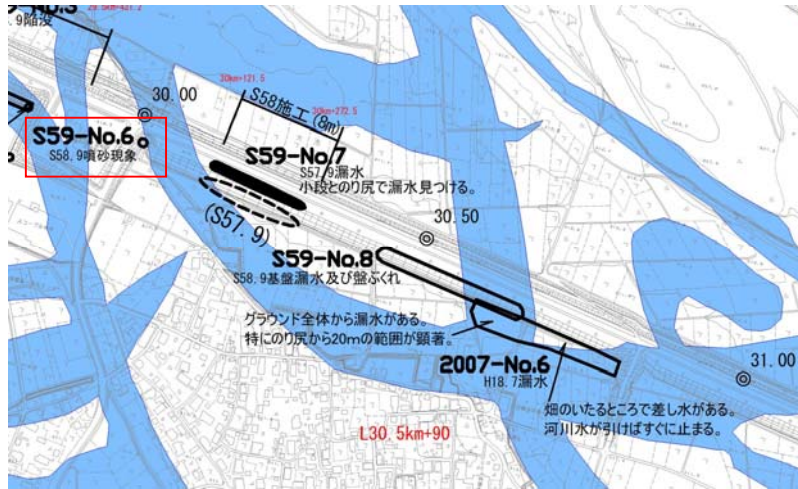


図 6-5-9 旧河道と堤防の交差状況と漏水発生位置 (中島地区 左岸 30.5kp 付近)
旧河道付近で噴砂を伴う漏水が発生

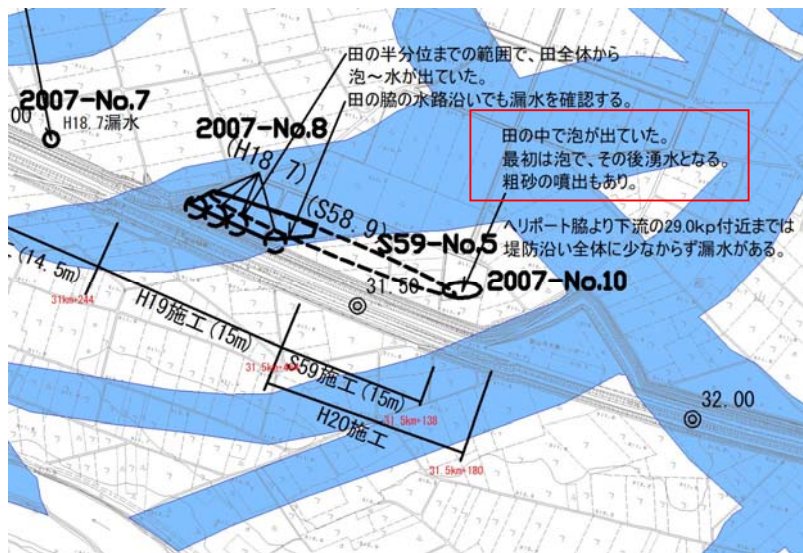


図 6-5-10 旧河道と堤防の交差状況と漏水発生位置 (木島地区 右岸 31.5kp 付近)
旧河道に囲まれている氾濫原で噴砂を伴う漏水が発生

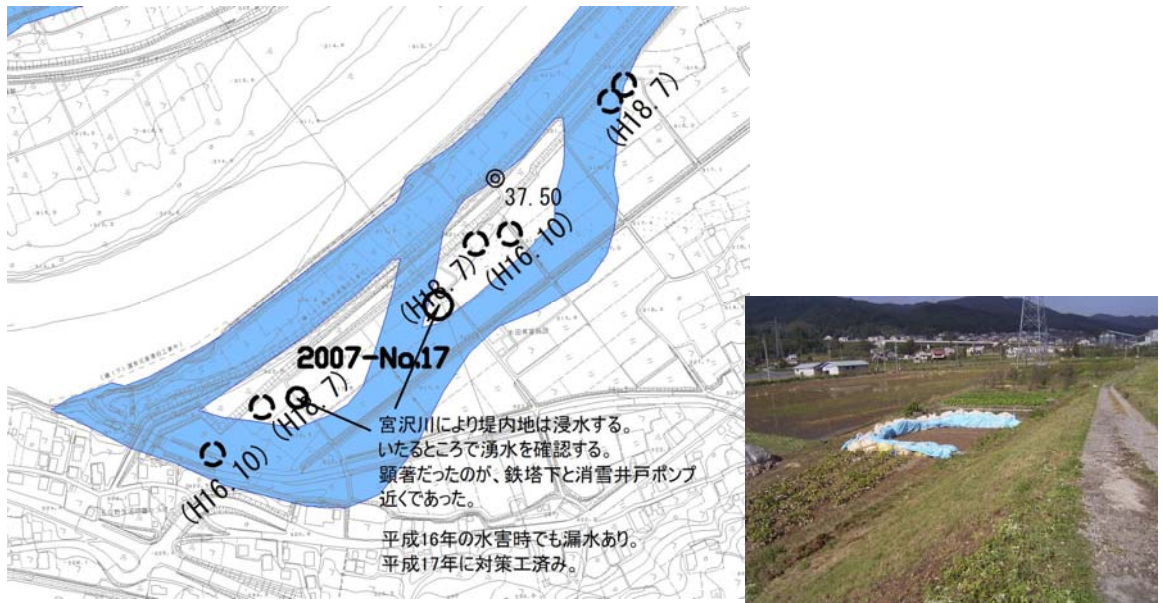


図 6-5-11 旧河道と堤防の交差状況と漏水発生位置 (蓮地区 左岸 37.5kp 付近)
旧河道に囲まれている氾濫原で噴砂を伴う漏水が発生



図 6-5-12 旧河道と堤防の交差状況と漏水発生位置 (村山下流地区 右岸 59.0kp 付近)
旧河道に囲まれている氾濫原で噴砂を伴う漏水が発生

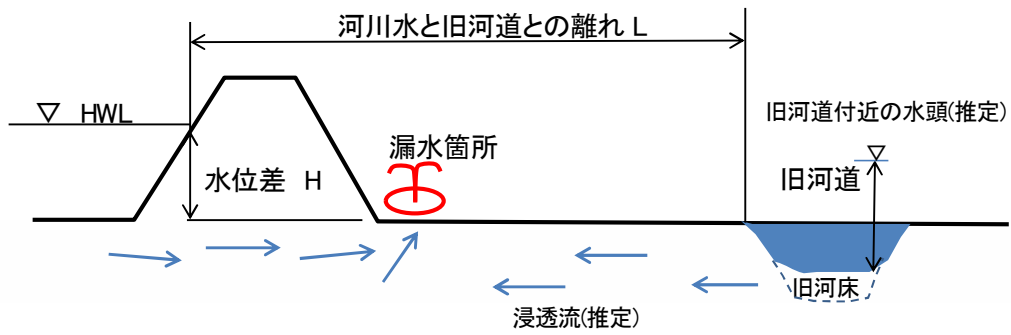
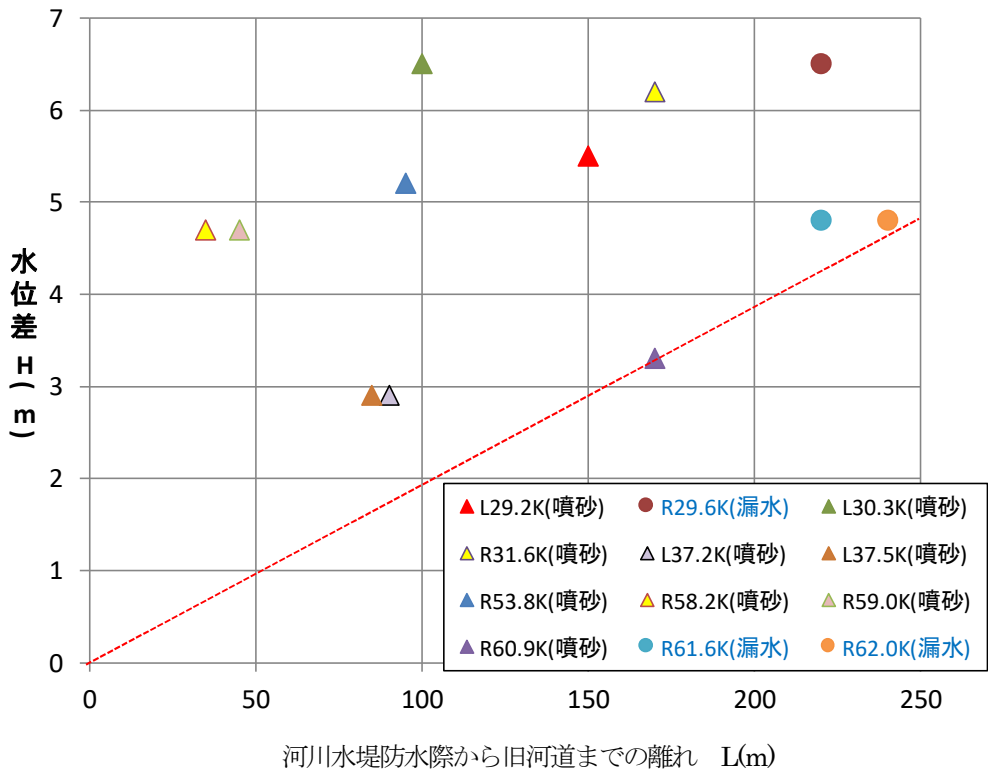


図 6-5-13 漏水発生位置での水位差と堤防前面水際から旧河道までの距離の関係

【参考文献】

- 1) 福岡捷二, 田端幸輔 : 浸透流を支配する力学指標と堤防浸透破壊の力学的相似条件-浸透流ナンバー SFn と堤防脆弱性指標 t^* , 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.74, No.5, I_1435- I_1440, 2018.
- 2) 矢部川堤防調査委員会 : 矢部川堤防調査委員会報告書, 2013.
- 3) 一般財団法人 国土技術研究センター : 河川堤防の構造検討の手引き, 2012.
- 4) 上野俊幸, 笹岡信吾, 森啓年, 中村賢人, 福島雅紀, 諏訪義雄 : 模型実験に基づいた河川堤防のパイピング発達に係る土質条件の分布, 河川技術論文集 第23巻, pp.405-410, 2017.
- 5) 国土交通省国土技術政策総合研究所 河川研究室 : 河川堤防の土質試験結果情報 HP より
- 6) 崔 瑛, 小高 猛司, 李 圭太, 森 三史郎, 林 愛実 : 高透水性基礎地盤を有する河川堤防の浸透破壊メカニズムの検討, 第28回中部地盤工学シンポジウム, pp.81-88, 2016
- 7) 福岡捷二, 小高猛司, 田端幸輔 : 現地堤防と模型堤防の浸透破壊を規定する力学的相似条件-堤防脆弱性指標, 第5回河川堤防技術シンポジウム, pp.79-82, 2017.
- 8) 国土交通省北陸地方整備局千曲川河川事務所 : 管内堤防詳細点検照査設計業務報告書, 2012.

第7章 旧河道の影響評価を踏まえた既設対策工の考察

千曲川では、平成18年出水により、多くの箇所では基盤漏水が発生し、浸透対策工が施工されてきた。前章までの旧河道の堤防に対する影響評価の検討から、既設対策工の効果や課題をまとめる。

千曲川で施工されている浸透対策の標準的な断面図を図7-1に示す。対策の基本は、堤内地に河川水を浸透させない工法で遮水矢板工+遮水シート工法を用いている。矢板長さは、浸透流解析で堤防裏のり尻の盤ぶくれまたは動水勾配を評価し、満足させる長さを浸透流解析で求める。千曲川ではこれまでの施工実績から15m以上の打設が困難であることから、必要とする長さが15mを超える場合には、補助工法として堤防裏のり尻に堤内基盤排水工を設置されている。扇状地の八幡、須坂地区では、地表部から大径の砂礫が厚く分布し、矢板打設が困難であることから堤内基盤排水工が施工されている。

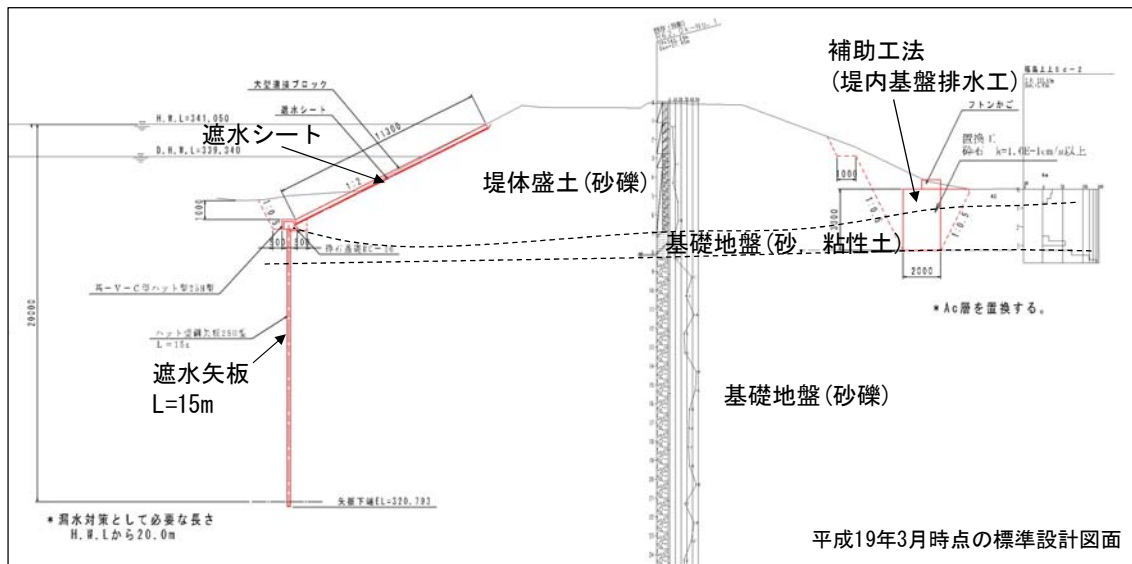


図7-1 千曲川の浸透対策工の例



写真7-1 中央橋下流右岸(33kp付近)の遮水対策の施工状況(2019年10月)
矢板打設位置の掘削作業



写真7-2 矢板打設後の遮水シート、護岸施工状況
2013年 須坂地区

千曲川は、昭和56年、57年、58年に3年連続で大洪水に襲われ、漏水対策(主に遮水矢板工)が行われ、その後、堤防強化の断面拡大が行われている。図7-2は百々川樋門堤防スケッチ調査断面を示す。赤枠部分は、第I期改修時の堤防断面で、赤枠の外側が昭和58年以降に施工された断面拡大部分である。

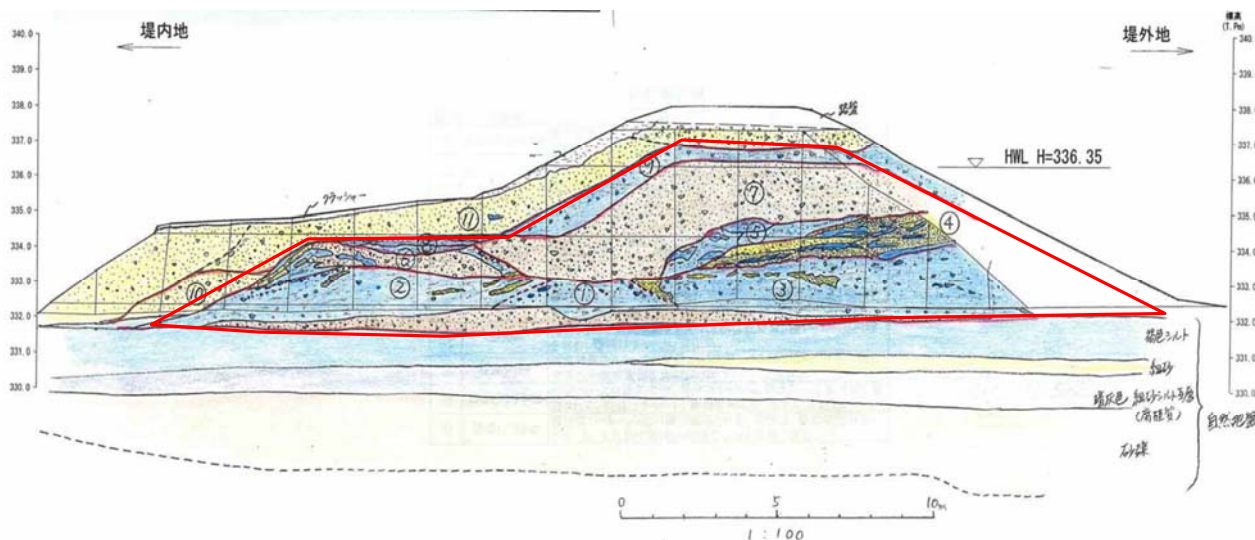


図7-2 百々川樋門堤防スケッチ断面(上流断面, 右岸 56.8kp 付近)

昭和56年、57年、58年の災害対応で施工した遮水矢板の長さは、当時、浸透流解析(FEM解析)が一般に汎用されていなかったことから、ブライ・レーンによる浸透路長の考え方で決定していたとされている。対策施工延長は、図7-3に示すように漏水発生位置から、上下流に45°の範囲で堤防表のり尻との交点で決めたとされている。

遮水矢板の延長を幾何的に決定していたため、その後の平成16年、平成18年洪水で、施工済みの上下流で再び漏水が発生する状況となった。特に図7-4に示す村山地区(右岸59~60kp間)では、旧河道が密に分布しているために対策後の漏水の発生が顕著である。平成18年洪水後には、漏水対策として既設遮水矢板をつなぎ、連続した遮水構造としている。5.5.2節の山王島地区の漏水事例から、基盤漏水対策は旧河道を完全に遮水することが重要である。また、村山地区のように200m四方程度の範囲内において旧河道が網目状にある場合には、旧河道が影響を及ぼす氾濫原の範囲を1つのユニットとして捉え対策が必要である。

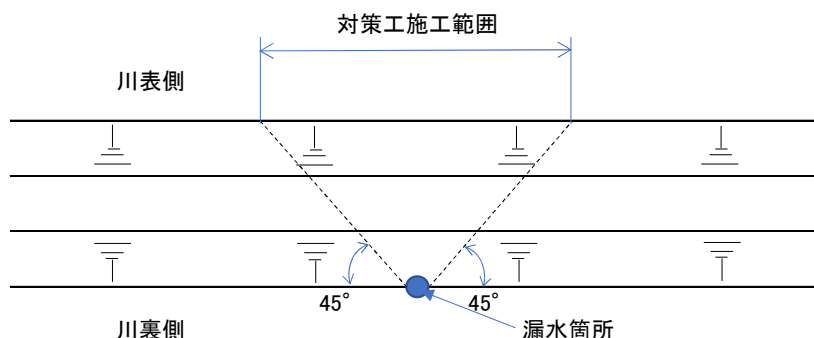


図7-3 漏水災害での対策工施工延長の考え方¹⁾

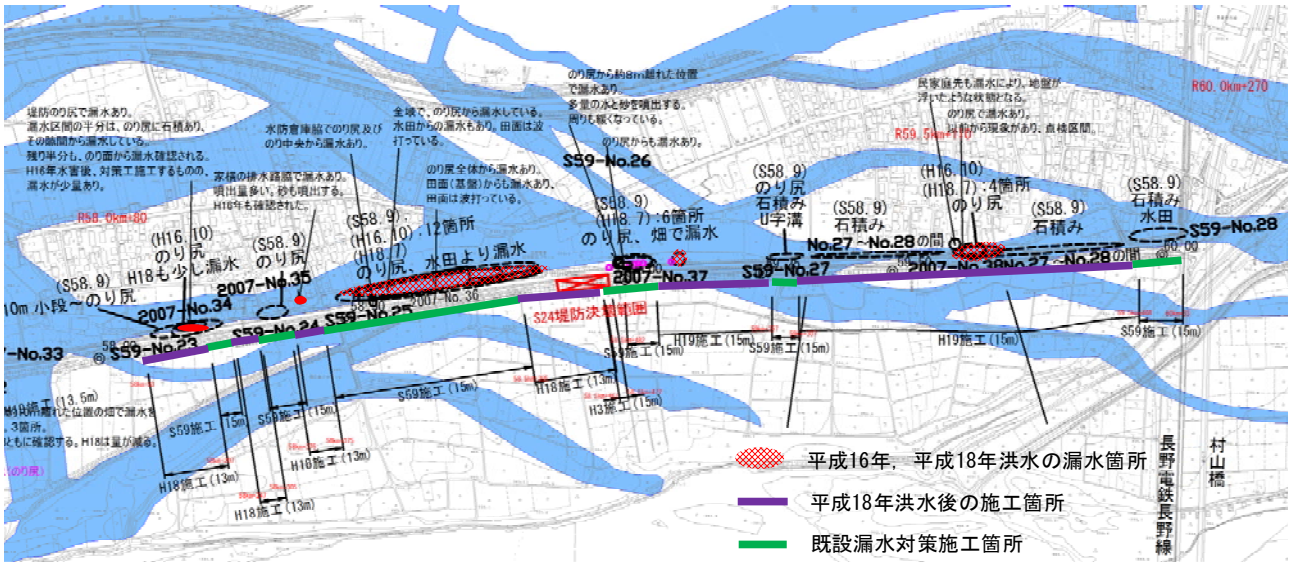


図 7-4 村山地区(右岸 59~60kp 間)の漏水発生履歴と遮水矢板施工履歴

村山地区のように常襲型漏水が発生する場所は、図 7-5 に示すように試掘調査で過去の噴砂跡が確認される。堤防基礎地盤内に浸透破壊の発生履歴が内在している。これと同様なことが堤防模型実験からのパイピングによる水みちの形成が確認されている²⁾。このような状況にある場合には、漏水箇所に対し遮水矢板、川表側の遮水シートによる被覆工法により、河川水を浸透させない工法の採用が必要である。また、飯田地区のように堤体被覆層の漏水や狭窄部影響区間の漏水において特殊層の分布範囲が特定されにくいこと、腐植物や人工埋め土の浸透経路は明確に捉えることが困難であることから、遮水矢板工等の川表側の被覆対策工法が最適であると考える。

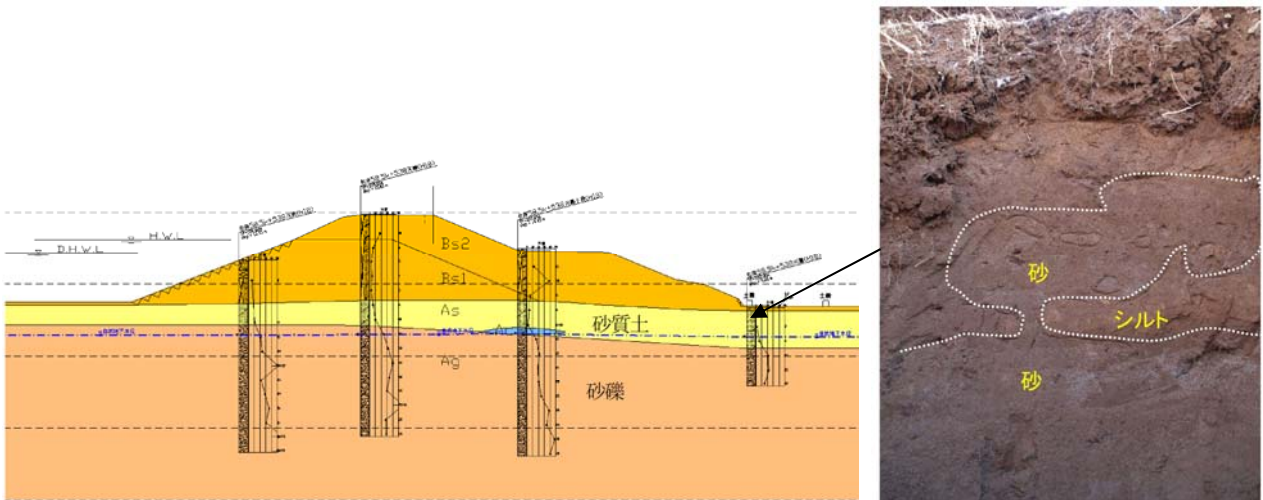


図 7-5 村山下流地区(右岸 59.0kp 付近)の試掘調査で確認された噴砂跡

飯田地区は、堤体被覆層の漏水対策のために、遮水矢板の施工前後で地下水位観測が行われている。図7-6の下図コンター図で示した遮水矢板施工前の地下水の流れは河川からの流れの影響が大きいが、施工後の地下水の流れは、明らかに河川からの影響が少なく氾濫原上流側からの影響が大きい地下水となっている。

このように川表側に遮水構造を施工した場合には、上流側からの回り込みの影響があることから、上流側の施工延長は、漏水発生箇所の上流端よりも長くする必要がある。

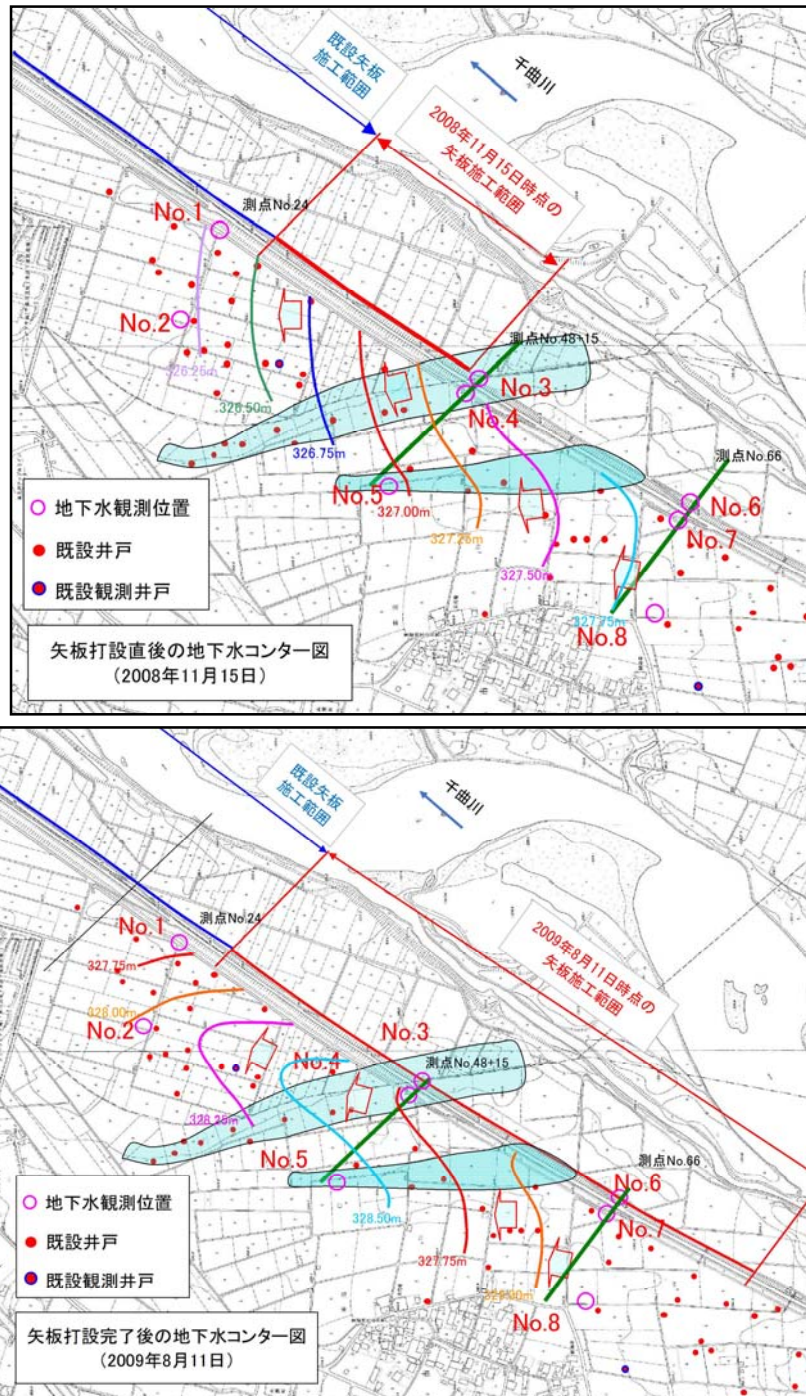


図7-6 飯田地区(左岸55~56kp付近)の遮水矢板施工前後の地下水コンター図

木島地区(右岸 31.5kp 付近)では、平成 25 年 9 月洪水で高水敷高さ程度に河川水位が上昇したことで堤内地側に漏水が発生した。現地調査結果から広域地下水の影響を受けた漏水であり、既設漏水対策の遮水矢板が上流側の連続する旧河道を塞いでいないため、河川水の影響も受けて漏水が発生している。現在は写真 7-1 に示したように 33kp 付近に分布する旧河道を塞ぐための遮水矢板が施工中である。

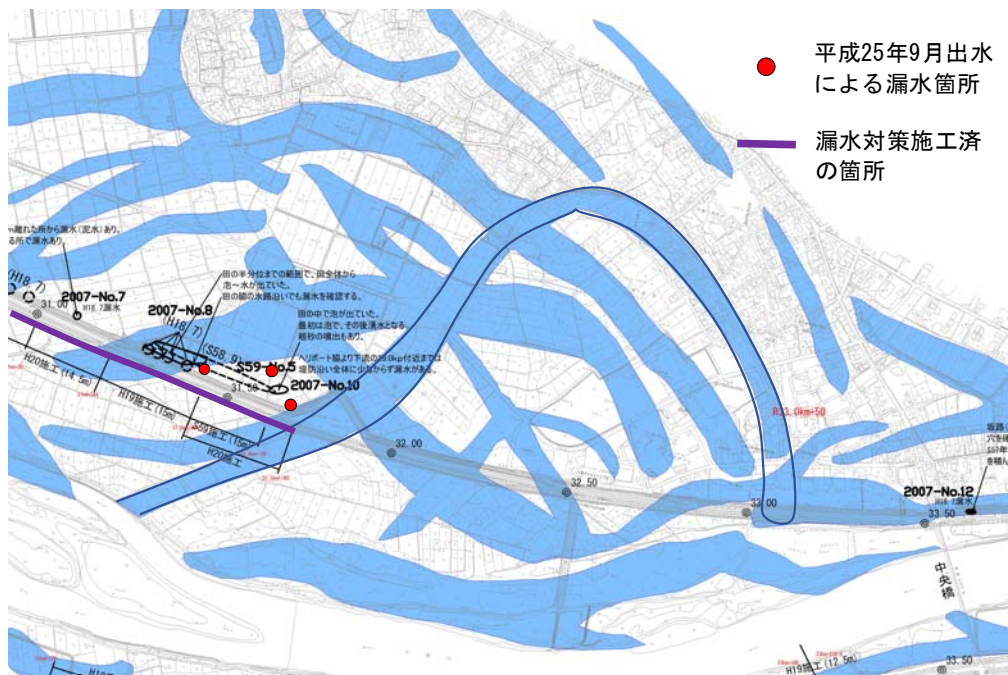


図 7-7 木島地区(右岸 31.5kp 付近)の平成 25 年 9 月出水の漏水箇所と既設矢板施工箇所

このように漏水対策を行う範囲では、上流側からの地下水流れが現れる影響のある旧河道の対策を施すことや旧河道と氾濫原を 1 つのユニットとして捉え連続的に対策することが重要である。木島地区と同様に広域地下水の影響を受けた五十嵐川の諏訪地区で発生した漏水は、上流側に連続した遮水矢板を施工することが困難なため、堤防裏のり尻に高透水性材料で置換し、水圧を広く消散させる堤内基盤排水工が施工されている。

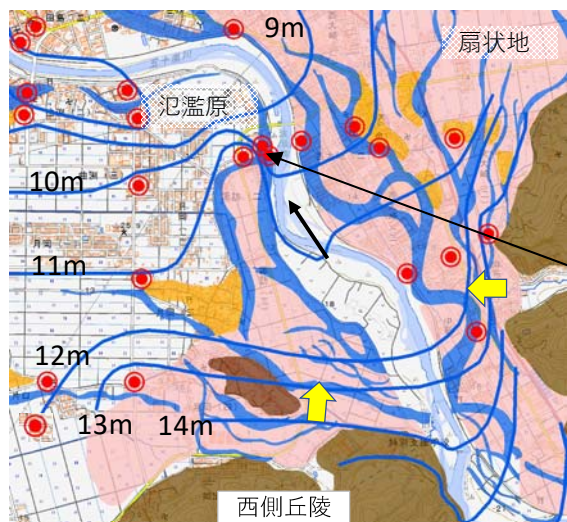


図 7-8 五十嵐川の地下水コンター図



写真 7-3 諏訪地区の堤内基盤排水工施工状況

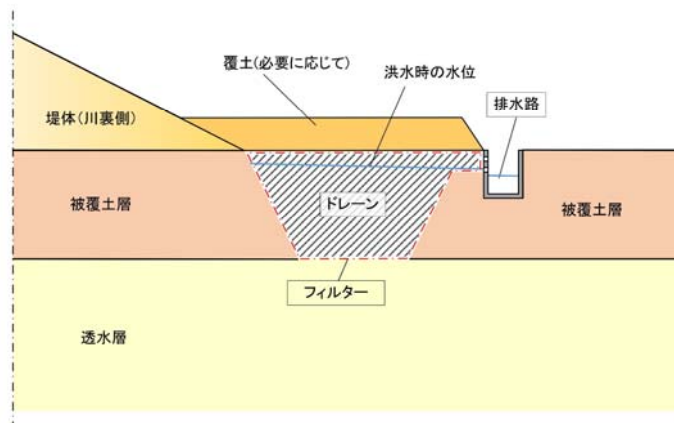


図 7-9 堤内基盤排水工の構造例³⁾

堤内基盤排水工は、堤防裏のり尻の土質を砕石や玉石等の高透水性材料を吸出し防止材等のフィルターで包む構造のため、堤防裏のり尻の土粒子の移動が少なく、泥濁化を防ぐことができることから、広域地下水の影響を受けた漏水で適する対策工である。「堤内基盤排水対策マニュアル」(試行版)²⁾では施工実績が少なく、フィルターの目詰まり等の影響が不明であることから、土粒子移動の少ない扇状地の砂礫地盤での対策工として適すると考える。

表 7-1 には漏水タイプと適する対策工を、表 7-2 には旧河道の分布状況と対策の考え方をまとめる。対策工の施工順は、扇状地の漏水が噴砂を伴わない漏水で土粒子の移動が少ないことからすべり破壊にまで至る可能性が小さいと考えられることから、噴砂を伴う漏水が発生し、すべり破壊に至る可能性がある氾濫原の漏水対策を優先させることが望ましい。表 7-3 に地形分類、土質構成、旧河道と堤防交差状況ごとの対策優先順位を示す。

表 7-1 漏水タイプごとの対策の考え方と対策工

漏水タイプ	対策工の考え方	対策工
堤体被覆層の漏水	特殊層の分布が特定しにくいいため、川表側の遮水対策で河川水の浸透を防ぐ	遮水矢板工、遮水シート工
狭窄部区間の漏水	人工埋め土、腐植土の浸透経路が不明のため、川表側の遮水対策で河川水の浸透を防ぐ	遮水矢板工
常襲型漏水	堤体直下の浸透破壊の進行状態が不明であることから、川表側の遮水対策で河川水の浸透を防ぐ	遮水矢板工
広域地下水の影響を受けた漏水	堤防裏のり尻の土質を高透水性材料に置換し、泥濁化防止、河川水と広域地下水の水圧を消散させる	堤内基盤排水工

表 7-2 旧河道の分布状況と対策の考え方

旧河道分布	対策工の考え方
旧河道に囲まれた漏水	旧河道で囲まれた氾濫原を含めて一帯的対策を施す(連続遮水構造)
旧河道との交差による漏水	問題となる旧河道について、河川水から浸透の影響を小さくする

表 7-3 地形分類, 土質構成, 旧河道と堤防交差状況ごとの対策優先順位

区分	優先順位	細分	漏水形態	代表箇所
地形分類	1	氾濫原	噴砂, すべり破壊	千曲川長野盆地, 飯山盆地
	2	谷底平野	噴砂, すべり破壊	古府(梯川)
	3	狭窄部	漏水のみが多い	立ヶ花狭窄部
	4	海岸低地, 三角州	ほとんど無し	梯川下流
	5	扇状地(典型)	ほとんど無し	犀川・裾花川扇状地
土質構成	1	①粘土, 砂, 礫	噴砂, すべり破壊	常盤, 木島, 古府(梯川)
	2	③砂, 礫	噴砂, すべり破壊	村山下, 福島下
	3	②粘土, 礫	漏水のみ	福島上, 荒木田(梯川)
	4	④礫	漏水のみ	稲荷山, 八幡, 須坂
旧河道と堤防交差	1	囲まれ	噴砂, すべり破壊, 常襲	常盤, 木島, 村山, 古府(梯川)
	2	交差	漏水, 噴砂	穂高, 山王島
	3	旧河道上	漏水のみ	福島上

【参考文献】

- 1) 一般社団法人 全日本建設技術協会：平成 26 年 災害手帳 p.317,2019.
- 2) 崔 瑛, 小高 猛司, 李 圭太, 森 三史郎, 林 愛実：高透水性基礎地盤を有する河川堤防の浸透破壊メカニズムの検討, 第 28 回中部地盤工学シンポジウム, pp.81-88,2016.
- 3) 国立研究開発法人 土木研究所：堤内排水対策マニュアル(試行版), p.5,2017.

第8章 結論及び展望

8.1 結論

本研究は、河川堤防の基盤漏水に及ぼす旧河道と基盤漏水表層の土質構成の影響と基盤漏水弱点箇所抽出方法に関する検討を行った。得られた主要な結論は以下のとおりである。

- 1) 堤防基盤漏水の発生は、堤防裏のり尻付近の基盤表層土質構成、透水層の透水係数等に影響される。矢部川の事例では、基盤漏水による堤防決壊は、決壊当初は幅 1m 程度の堤防沈下から始まり、大規模な決壊に至っている。長大な延長を有する河川堤防基盤の弱点箇所を抽出するためには、精度の高い基盤表層土質を明らかにする地形、地質分類図、旧河道分布図等の作成が重要となる。
- 2) 基盤漏水の発生箇所は、旧河道との交差点付近に多い。旧河道は、戦後に米軍が撮影した空中写真を立体視し、地形分類図を作成し判読することが、より多くの危険箇所の精度の高い抽出を可能にする。旧河道の河道形成を踏まえ、連続性、形状(蛇行振幅、川幅)を整理することで危険な基盤漏水発生をもたらす旧河道位置を見つけることを可能にする。このようにして見つけ出された旧河道の中でも、河川水と堤内地盤との水位差が基盤漏水に大きく影響することから、まずは、各断面で水位差に関する無次元量(平均動水勾配や堤防脆弱性指標)を検討し目安を付けることも重要である。
- 3) 旧河道の土質と氾濫原の表層土質を比較すると、旧河道は主に粘性土であり、氾濫原は砂質土である。また、旧河道と氾濫原透水層の透水係数の比較では、旧河道の透水係数が 1 オーダー大きい。これは、千曲川穂高地区の旧河道の粘性土以深には、旧河床堆積物の砂礫層が分布することがオーガーボーリング調査で確認され、同深度の氾濫原堆積物と粒度試験からの透水係数を比較すると、1 オーダー大きいことがわかった。旧河道と氾濫原の土質構成を知って浸透流解析を行った結果、表層に粘性土がある旧河道のほうが、基盤漏水の影響範囲が大きいことがわかった。このことは、旧河道と氾濫原の水位観測結果から作成された地下水コンター図で確認できた。
- 4) 梯川の基盤表層土質構成をパターン化して、模型実験による漏水結果と比較を行った。表層に粘性土が分布し、以深に砂質土、それ以深に透水性の高い砂礫が分布する土質構成の場合には漏水を伴う噴砂が発生しやすい。透水層の上位に細粒分が多い土質が分布する場合には、多くの場合、噴砂は発生しない。噴砂が発生する土質は、粒径の均一度が高く細粒分含有率が少ない粒度特性を有しており、液状化しやすい範囲と同範囲の土質である。
- 5) 我が国の堤防詳細点検は、1km 間隔程度で行われたボーリング土質データを用いて行われている。しかし、これだけでは堤防基礎地盤の詳細な弱点箇所の抽出は十分できない。堤防裏のり尻付近の土質縦断図を作成することで効果的に弱点箇所の抽出が可能となる。土質縦断図は、旧河道、氾濫原の地形ごとにスウェーデン式サウンディング試験等を用い補完調査することによって作成可能である。ただし、下流域になると氾濫原と旧河道の土質が類似するため、オーガーボーリングによる目視観察による土質区分が必要である。堤防裏のり尻付近の土質縦断図から、長野盆地の氾濫原で旧河道上に堤防がある場合には、粘性土層が薄くなる部分で漏水が発生している。堤防と旧河道が交差する場合には、旧河道付近で噴砂が発生する

ことが多い。

- 6) 漏水による堤防破壊で行われる堤防円弧すべり計算では、求められるすべり円弧長に対する基礎地盤の砂層円弧長さの割合がすべり破壊の大きさに影響する。堤防と旧河道との位置関係では、千曲川の福島地区のように旧河道上に堤防がある場合、または相之島地区のように裏のり尻付近に旧河道が平行する場合には、抵抗側のすべり円弧に粘性土が厚く分布し抵抗することで、噴砂によるすべり破壊の影響は小さくなり、漏水のみの現象となる。
- 7) 堤防基礎地盤の弱点箇所抽出方法については、(1)検討断面の設定、(2)代表断面での弱点箇所の抽出、(3)詳細調査の順番で行った。堤防基礎の弱点箇所は、堤防変形プロセスに応じた評価項目として、浸透による漏水のしやすさ、漏水を伴う噴砂のしやすさ、すべり破壊のしやすさの3つの項目を総合的に勘案し評価した。第一項目の浸透による漏水のしやすさとして用いた無次元力学指標 t_b^* は、基礎地盤の浸透変形に対して適用可能な指標である。
- 広域地下水の影響を受けた漏水、常襲型漏水は $t_b^*=0.03\sim 0.20$ の範囲で生じ、噴砂を伴わない漏水は $t_b^*=0.20\sim 1.20$ の範囲、漏水を伴う噴砂は $t_b^*=1.20$ 以上の範囲で生じることがわかった。
- 浸透による漏水のしやすさを表す指標 t_b^* は、物理的には堤防裏のり尻付近への水の集中による泥濁化の程度を表現するものと考えられる。しかし、 t_b^* の式にはのり尻付近の漏水が関係する層厚が明示的に含まれていない。現地基盤透水層の層厚と透水係数の関係から、梯川、千曲川ともに表層土質の層厚が 3m 以下で基盤層の透水係数が 10^{-4}m/s 以上で漏水が発生している。
- 浸透による漏水のしやすさの t_b^* と表層土質の層厚の関係から、 $t_b^*=0.20$ 以上の漏水の範囲は、表層土質の層厚 D は 3m 以下の範囲で生じている。常襲型漏水では、 $t_b^*=0.03\sim 0.20$ で層厚 1.8m、噴砂を伴わない漏水 $t_b^*=0.20\sim 1.20$ で層厚 1.7m、漏水を伴う噴砂 $t_b^*=1.20$ 以上でも層厚 1.7m とほぼ同値であり、いずれも平均値付近に分布していることがわかった。
- これらより、 t_b^* は直接的に層厚や土質の特性を含まないが、噴砂に対する地盤の影響をある程度考慮しているとみなすこともできる。この点については今後、さらに検討が必要である。本文では土の特性を考慮するため、 t_b^* に対する層厚 h 、60%粒径 D_{60} 、均等係数 U_c^* 、細粒分含有率 FC 、せん断抵抗の耐力指標 τ での関係図を作成し、この図の組み合わせで弱点箇所を抽出する方法を提示している。
- 8) 扇状地における基盤漏水弱点箇所の抽出は、地形分類図、標高段彩図等で判読が可能と考える。千曲川扇状地のように谷底堆積低地状を呈する形状では、周辺支川からの地下水の影響を受ける箇所でも漏水が発生しており、また、地盤高が低い箇所でも漏水が発生する。氾濫原では、旧河道と氾濫原の土質区分を行うための調査として、スウェーデン式サウンディング試験が適切と考えられるが、河床勾配が緩くなる下流部では土質が不明瞭となり、オーガーボーリング等による目視観察による土質区分が必要である。
- 9) 氾濫原では、上記のスウェーデン式サウンディング試験、オーガーボーリングで堤防裏のり尻付近の土質縦断図を作成し、表層土質構成(旧河道と氾濫原の土質構成)を把握し、旧河道との交差状況から漏水形態を把握することが可能である。

- 10) 旧河道と堤防で囲まれた狭い範囲(200m 四方程度の面積)での氾濫原では、噴砂が発生しやすい。地下水位観測データの検討から旧河道を通して水圧変化が伝搬していくことで、狭い範囲で囲まれている氾濫原(表層土質は砂質土が多い。または薄い粘性土に覆われている)の水圧が高まり、漏水を伴う噴砂が発生しやすくなると考えられる。
- 11) 漏水対策を行う範囲では、上流側からの地下水流れが現れる影響のある旧河道の対策を施すことや旧河道と氾濫原を1つのユニットとして捉え連続的に対策することが重要である。木島地区と同様に広域地下水の影響を受けた五十嵐川の諏訪地区で発生した漏水は、水圧を広く消散させる堤内基盤排水工が適すると考えられる。

8.2 今後の展望と課題

本研究は、堤防基盤の漏水や堤防破壊といった重要な調査課題について、現地で収集された各種データに基づき分析を行った。具体的には、洪水時の漏水発生データ、地形分類図、旧河道分布図、堤防詳細点検結果等を検討することで、堤防基盤漏水に及ぼす旧河道の影響評価法、堤防弱点箇所の抽出方法を提案した。地形分類図、旧河道分布図については、河川流域特性、平野、盆地形成を踏まえ作成することが重要である。漏水発生データは、漏水形態、発生位置、過去の履歴、広域地下水の湧水の有無、旧河道と堤防位置関係が重要である。これらの成果は、今後、堤防の維持管理に役立つものと期待される。

今後の河川堤防の管理においては、流域の地下水の流動を踏まえた堤防安定度評価が必要であり、精緻な土質、地下水モデルを構築するためには、詳細な地形分類、土質についてモデルを作成する必要がある。

浸透による堤防基盤漏水の弱点箇所の抽出では、力学的相似則がなりたつ堤防脆弱性指標 t^* に応じた浸透による漏水のしやすさ t_b^* が現地堤防基盤漏水に適用可能と考える。今後、他の河川堤防での t_b^* と破壊プロセスの関係、基盤層厚との関係、基盤漏水を主体とした堤防模型実験との相似則について調査が必要である。また、浸透破壊の進行によるすべり、沈下の発生過程、さらに陥没、決壊に至るまでの力学機構、評価手法の研究が今なお不十分であり、 t_b^* との関係を検討した今後の研究が期待される。

2019年10月の台風19号では、千曲川堤防を含む多くの河川で越水による決壊に至り、甚大な被害が発生した。今後は超過洪水に対する堤防整備が進められていくことになると思うが、大きな洪水時には越水と堤防および基盤浸透、破壊が同時に起こるものと考えられる。これらを統合した堤防の安全性評価が今後の課題となる。

謝 辞

2019年台風19号により、被害を受けられました皆様に心よりお見舞い申し上げます。台風が過ぎ去った翌日の朝、この論文を書きながらテレビを付けると見慣れた千曲川の現場が決壊し、浸水している状況を目の当たりにして、心苦しく感じました。2006年7月の漏水災害対策の検討業務を機に約10年間千曲川の堤防調査、解析、検討を実施してきました。この成果をもっと早く役に立てられなかったことを悔やんでいます。地元の大学を卒業して、(株)キタックに務め30年間、地盤工学を専門に地質調査業務に携わってきました。2017年に社会人博士課程を卒業した涌井正樹先輩(故人)からバトンを受け取り、入学し、研究を始めました。河川工学を専門とする福岡先生からは、堤防浸透破壊、漏水問題に水の流れも考えないと解決できないと言われ、この3年間研究を続けてきました。旧河道は、もともとの川の流れによってできたもので、そこは流れやすく、周辺に比べれば水位が高くなる。浸透に対しては弱点箇所になる。そう思って、10年間の貴重なデータを今一度丁寧に分析してきました。福岡先生が示す堤防脆弱性指標 t^* を基盤漏水にあてはめて分析した結果を見たとき、水の流れで考えることの意味がようやくわかった気がいたしました。地盤工学技術者は、ミクロ的な変形現象等を捉えがちですが、河川の水の流れのように他分野の視点からダイナミックな見方をする必要があると痛感いたしました。

福岡先生には、私を学生、研究者として指導するばかりでなく、社会人、企業人としての生き方、振る舞い等を指導していただき、大変感謝しております。また、最後の最後まで文章の書き方を指導していただき、これまで最も出来の悪い学生であったことを深くお詫び申し上げます。ここでの貴重な経験は、これからの会社の発展、社会の発展に寄与するよう努力を続けてまいります。中央大学研究開発機構の田端幸輔先生をはじめとする福岡ユニットの先生、大学院生の方々には入学時から論文作成、研究発表、論文審査に至るまで様々な場面でアドバイスやご支援を頂きましたこと感謝申し上げます。

本研究の主査である山田正先生からは、コンサルタント技術者としてもっと大胆に説明するべきであるとの指導を受け、心の支えとなりました。私が研究室にいくと学生さんたちと取り囲み”ダベリング”が始まり様々な知識、考え方を身に着けることができました。山田研究室のスタッフさんたちを含め、ここに深く感謝の意を表します。副査をお引受けくださいました中央大学理工学部西岡英俊教授には地盤工学の視点からのご意見、ご指導を賜り、中央大学理工学部田口東教授と学外から副査をお引受けくださいました北海道大学の泉典洋教授には多角的な視点からご指導を賜りました。心より御礼申し上げます。

本研究を進めるにあたり、研究意義を理解し、貴重なデータを使用させていただくことを理解していただきました国土交通省北陸地方整備局、新潟県土木部、農地部の方々には心より御礼申し上げます。

最後に私を3年間支えていただきました中山社長、平野副社長をはじめ社員の方々には心より感謝申し上げます。

佐藤 豊