博士論文

防災と環境対策のための地下水挙動の観測および解析手法に関する研究
A study for monitoring and analysis method of undergroundwater aimed at disaster prevention and environmental measures

橘　翔子
Shoko TACHIBANA

岡山大学大学院
環境生命科学研究科

目次

1. はじめに 1
2. タンクモデルおよび浸透流解析 3
2.1 タンクモデルの理論と適用例 3
2.1.1 水収支を考える上でのタンクモデルの重要性 3
(1) 水収支の基本概念 3
(2) 斜面の水収支 3
(i) 斜面水文学 3
(ii) 斜面における降雨流出プロセス 5
(iii) 代表領域での水収支 6
(iv) 水収支を考慮した境界条件 7
2.1.2 タンクモデル解析 7
(1) 解析法概論 8
(2) タンクモデル法の計算式 9
(i) 鉛直浸透孔と側面流出孔の関係[1] 9
(ii) ２つの側面流出孔の効果[1] 10
(iii) タンクモデルの計算方法 12
(iv) 地下水位の変動解析[1] 13
2.1.3 タンクモデル法の適用例（その１） 15
(1) 検討地区の概要 15
(i) 地形概要 15
(ii) すべり地区としての経緯 17
(iii) 調査結果の概要[22] 17
(iv) 現場における地下水位観測結果 19
(2) 解析内容 19
(3) 解析結果と考察 21
(i) タンクモデル係数の同定 21
2.2 飽和・不飽和浸透流解析の理論 30
2.2.1 数値解析による地下水挙動把握の重要性 30
2.2.2 有限要素法を用いた飽和・不飽和浸透流解析 30
2.2.3 飽和・不飽和浸透流解析の支配方程式[1] 30
(1) 質量保存側 30
(2) 運動の式と透水係数テンソル 32
(3) 支配方程式 33
(4) 境界条件および初期条件 36
(i) 境界条件 36
(a) 既知水頭境界 36

(b) 既知流量境界 36
(c) 浸出面境界 36
(ii) 初期条件 37
2.2.4 飽和多孔質媒体中における多成分混合溶液の拡散と浸透 37
(1) 飽和多孔質体中における多成分溶液の拡散・浸透 38
(i) 多成分混合溶液の拡散・浸透方程式 38
(ii) 非圧縮性溶液の拡散と浸透問題 39
(iii) 固体部における拡散と吸着 41
(2) Fick の法則と拡散係数の評価 42
(3) 吸着等温式と分配係数 45
(i) Langmuir 平衡吸着等温式 46
(ii) Freundlich 平衡吸着等温式 48
(iii) Temkin 平衡吸着等温式 48
(iv) Langmuir 非平衡吸着等温式 48
(4) Bowen)理論の拡張 49
(i) 多成分混合溶液の拡散・浸透圧密問題：Bowen[32)]理論の拡張 49
(ii) 液相における質量保存則 50
(iii) 固相における質量保存則 52
(iv) 分配係数 K_d と慣用吸着・拡散方程式について 53
(v) Fick 則について 53
(vi) 透水・圧密方程式 54
(5) まとめ 54
2.3 統合型地下水数値解析法の開発 55
2.3.1 概説 55
2.3.2 境界部変動モデル 55
2.3.3 貯留型タンクモデルによる流量，水位の統合方法 57
(1) 概説 57
(2) 有限要素法の適用範囲 57
2.3.4 簡易モデルにおけるシミュレーション 57
2.3.5 実際の現場におけるシミュレーション 67
(1) 解析条件 67
(2) 解析結果と考察 73
2.3.6 3 次元統合型地下水数値解析法の開発に向けて 76
2.3.7 斜面安定解析 76
(1) 概説 76
(2) 岩盤斜面の崩壊形態 76
(3) 無限斜面の安定解析 [42)] 77
(4) 無限斜面における極限平衡法による降雨時の斜面安定解析の理論 79

(5) 簡易モデルによる斜面安定計算 81
2.3.8 結論と今後の課題 82
(1) 3 次元モデルへの適用，有限要素法の適用範囲 82
(2) 道路規制解除の時期決定への応用 82
(3) 融雪モデルへの応用 83
3. タンクモデルを用いた水収支と熱収支の評価 84
3.1.1 バングラデシュにおける検討 84
(1) 研究の背景 84
(i) 古代の熱・水循環理論 84
(ii) 近代・現代における研究の流れ 85
(iii) 日本における陸水の熱収支研究 85
(iv) 水収支の鍵，蒸発量と流出量の推定 86
(v) 熱収支・水収支の要素と調査法 86
(vi) 熱・水収支と環境問題 88
(2) 水収支に関する検討項目 88
(i) 土の特性 88
(ii) 水の特性 88
(3) 土中水の特性 89
(i) 飽和土中の水分流れ 89
(ii) 不飽和土中の水の流れ 90
(iii) 圃場の水収支 92
(iv) 浸潤 92
(v) 浸潤の測定 94
(vi) 水と溶液の選択流 94
(vii) 土の熱現象 95
(viii) 地表面エネルギー収支 96
(a) エネルギー収支の成分 96
(b) 蒸発散量の測定 96
(c) 空気力学的輸送式 96
(ix) 土中の熱の流れ 97
(a) 熱フラックス式 98
(x) 熱の保存則 98
(xi) 熱容量 99
(xii) 熱伝導率 99
(xiii) 熱拡散率 100
(xiv) 熱的性質の決定 100
(4) 熱収支の基本的考え方 100
(i) 地表と大気の熱収支 100

(ii) 熱収支観測と解析の基礎 102
(a) 温度・水蒸気の測定 102
(b) 顕熱・潜熱輸送および移流 102
(5) トレーサーとしての水温の有効性 103
(6) 観測結果に基づく水・熱収支の検討の基本的考え方 103
(7) バングラデシュの解析地区および計算手法の概要 105
(8) 地表面下の水収支および熱収支の評価 107
(i) 水収支の評価結果 107
(ii) 熱収支の評価結果 108
(9) 結論及び考察 123
3.1.2 岡山県人形峠における検討 123
(1) 研究の背景および概要 123
(2) 観測地点について 124
(i) 人形峠の位置 124
(ii) 人形峠の歴史 125
(iii) 地質概要 125
(a) 基盤岩類 125
(b) 三郡変成岩類 126
(c) 花崗岩類 126
(d) 古期深成岩類 126
(e) 新規深成岩類 126
(f) 人形峠型花崗岩類 126
(g) 木地山火山岩類 127
(3) 温度観測データの分析 127
(i) モニタリング孔の温度 131
(ii) 堆積場内の泥地・砂地とダム水の温度関係 132
(iii) 熱フラックス 133
(iv) 砂地の熱フラックスと降水量 133
(v) 泥地の熱フラックスと降水量 134
(vi) 砂地・泥地とダム水の熱フラックス 134
(vii) 相互相関関数からの熱拡散係数 135
(viii) 堆積場内における植物の成分比 136
(ix) 温度観測データの分析結果のまとめ 136
(4) タンクモデルを用いた水収支および熱収支の評価 137
(i) 沼地，砂地における累積降雨量，蒸発散量，流出量 138
(ii) 泥地および砂地の顕熱，逆放射 139
(iii) ダムの水温と堆積層内の地下水温との関係に関する検討 141
(5) 結論および今後の課題 146

4. 電波位相差計測法を用いた計測.....148
4.1 電波位相差計測法の研究背景および目的.....148
4.1.1 本研究の背景.....148
4.1.2 本研究の目的.....149
1） ハザードを評価するための危険箇所抽出技術.....149
4.1.3 本章の構成.....149
4.2 既存の斜面モニタリング技術.....150
4.2.1 斜面動態観測に必要とされる項目.....150
4.2.2 既存の斜面モニタリング技術.....151
(1) 斜面モニタリング技術Ⅰ（斜面に関わる物理量の計測）.....152
(i) 地盤傾斜計.....152
(ii) 地盤伸縮計.....153
(iii) 地下水位計，水分量計，雨量計.....154
(2) 斜面モニタリング技術Ⅱ（直接斜面の 3 次元変位を計測）.....155
(i) 光ファイバによる計測手法).....155
(ii) 精密写真計測).....157
(iii) GPS（Global Positioning System：全地球測位システム又は汎地球測位システム）158
4.3 電波を用いた新しい斜面モニタリング技術の提案.....160
4.3.1 システム構成.....160
4.3.2 本計測法の測位原理と精度評価法.....162
(1) 位相差を用いた測位の原理).....162
(2) 逐次近似式による測位アルゴリズム.....165
(3) 解析結果の評価のための精度の定義.....168
(4) 測位精度の解析･･･誤差感度指標 DOP の概念.....168
(i) DOP(Dilution of Precision)の概念.....168
(ii) DOP の定義.....169
4.4 開発手法の精度評価実験.....173
4.4.1 京都大学構内での野外耐久性検証実験.....174
(1) 京都大学構内実験概要.....174
(2) 発信機，受信センサ設置状況.....174
(3) 実験概要.....176
(i) 静止状態の計測方法.....176
(ii) 連続変位状態の計測方法.....176
(iii) 取得データと収録時間.....176
(4) 実験結果.....176
(i) 1mm 変位計測結果.....176
(ii) 静止状態計測結果.....177

4.4.2　京都大学構内での実験データを用いた温度による発信機/受信センサの位置評価179
(1)　実験内容 179
(2)　実験結果と考察 181
(i)　距離差と温度の関係 181
(ii)　測位置結果と温度の関係 184
4.4.3　機器の温度と精度の関係 185
(1)　熱電対温度計設置状況 185
(2)　周期的な計測変位の変化....186
(3)　一日の温度と測定変位の経時変化 187
(4)　屋上データと地下データの比較....188
(5)　系統誤差を取り除くディジタルフィルタの作成 191
4.4.4　実験結果を用いた DOP と精度の関係....192
(1)　受信センサ数と DOP の違い 193
(2)　受信センサ配置による DOP の違い 195
(3)　受信センサ使用パターンと DOP....197
(4)　ディジタルフィルタによるデータ平滑化 200
(5)　屋上データと地下データの比較....202
4.4.5　近畿技術事務所での長距離実験 205
(1)　実験フィールド，実験に用いた装置 205
(2)　実験パターン....205
(i)　実験 1：直線配置....205
(ii)　実験 2：L 字配置 205
(3)　実験 1：直線 2 列配置　計測結果....208
(4)　ディジタルフィルタによる計測結果の平滑化....214
(i)　実験 1：直線 2 列配置　平滑化結果 214
(ii)　実験 2：L 字型配置　平滑化結果 220
(5)　計測値と温度変化の検討....226
4.5　斜面施工管理および維持管理システムへの適用例....230
4.5.1　動態観測の必要性 230
(1)　地形・地質，周辺の状況)....230
(2)　本現場の掘削工法....232
(3)　竹割り型土留め工法採用時の問題点 233
(4)　施工中の計測調査・監視の必要性 233
4.5.2　本計測手法の適用 234
(1)　本計測手法の導入の必要性 234
(2)　観測において必要とされる精度と観測箇所 234
(i)　観測において必要とされる精度 234
(ii)　観測すべき箇所....235

(3)　現場への発信機，受信センサの設置 236
(i)　受信センサ取り付け方法 236
(ii)　発信機取り付け位置と取り付け方法 238
4.6　結論と今後の課題 241
4.6.1　本研究の成果 241
(1)　本計測手法の利点 242
(2)　現場への適用に向けた実験 242
(3)　本計測手法の現場への適用 243
4.6.2　新たな斜面モニタリングシステムに向けての展望 243
(1)　本計測手法の機器精度向上のために必要な検証項目 243
(2)　新しい斜面モニタリングシステムの具体化へ向けた課題 244
5. 結論 246
5.1　本研究での検討事項のまとめ 246
5.2　今後の課題 249
5.2.1　統合型地下水数値解析法の課題 249
(1)　3 次元モデルへの適用，有限要素法の適用範囲 249
(2)　道路規制解除の時期決定への応用 249
(3)　融雪モデルへの応用 249
5.2.2　タンクモデルを用いた水収支と熱収支の検討に関する課題 250
(1)　集水区域への拡張 250
(2)　蒸発散および地下水涵養量を特定する評価手法の開発 250
(3)　ヌセルト数についての検討 250
(4)　含水量を経時的に変化させた評価手法の検討 250
5.2.3　電波位相差計測法に関する課題 251
(1)　本計測手法の機器精度向上のために必要な検証項目 251
(2)　新しい斜面モニタリングシステムの具体化へ向けた課題 252
謝辞 253
参考文献 254

図目次

図 2.1-1　斜面の水文地形現象概念図) 4
図 2.1-2　一定強度に対するホートン流と浸透の関係) 5
図 2.1-3　斜面における地下水流動場 6
図 2.1-4　斜面における代表要素サイズ（REV)) 6
図 2.1-5　降雨遅延応答概念図 7
図 2.1-6　直列貯留型モデル 8
図 2.1-7　タンクモデル法におけるタンク内貯留高と流出，浸透高の関係 9
図 2.1-8　一般的な貯留タンクの形状 9
図 2.1-9　非線形性を考慮したタンクの形状 9
図 2.1-10　側面流出孔の効果(h=0.0) 10
図 2.1-11　側面流出孔の効果(h＞0.0) 10
図 2.1-12　タンクモデルにおける欠損降雨 10
図 2.1-13　２段側面流出孔の特性 11
図 2.1-14　２段側面流出孔の q－t 特性 11
図 2.1-15　１次元タンクモデルのサフィックス 12
図 2.1-16　地下水位とタンクモデルの関係　) 14
図 2.1-17　タンクモデル法による表面流出と地下水位変動の原理 15
図 2.1-18　水沢地区の概要①　（S＝1：25,000)) 16
図 2.1-19　水沢地区の概要②　山形道 KP74 付近調査位置図　（S=1：200,000）22) ... 17
図 2.1-20　水沢地区地すべりブロックの背面流域　22) 18
図 2.1-21　地すべりブロックの地下水位観測地点　22) 18
図 2.1-22　水沢地区の実績降雨波形 22) 19
図 2.1-23　解析断面位置（D 側線）とタンクモデル 20
図 2.1-24　タンクモデル係数の同定フロー 21
図 2.1-25　タンクモデル係数の同定（その１） 22
図 2.1-26　タンクモデル係数の同定（その２） 23
図 2.1-27　タンクモデル係数の同定（その３） 24
図 2.1-28　タンクモデル係数の同定（その４） 25
図 2.1-29　タンクモデル係数の同定（その５） 26
図 2.1-30　タンクモデル係数の同定（その６） 27
図 2.1-31　タンクモデル係数と水位変動傾向 28
図 2.1-32　水沢地区の実測地下水位とタンクモデルによる比較 29
図 2.2-1　Control Volume 31
図 2.2-2　負の圧力水頭と体積含水率の関係 35
図 2.2-3　浸出面境界 37
図 2.3-1　斜面における統合型地下水) 56

図 2.3-2　解析モデルと境界条件 58
図 2.3-3　解析条件 59
図 2.3-4　解析結果①　すべり面５ｍの場合の全水頭分布と水位（その１） 60
図 2.3-5　解析結果①　すべり面５ｍの場合の全水頭分布と水位（その２） 61
図 2.3-6　解析結果①　すべり面５ｍの場合の全水頭分布と水位（その３） 62
図 2.3-7　解析結果①　すべり面５ｍの場合の全水頭分布と水位（その４） 63
図 2.3-8　解析結果①　すべり面５ｍの場合の全水頭分布と水位（その５） 63
図 2.3-9　解析結果②　すべり面１０ｍの全水頭分布と水位（その１） 64
図 2.3-10　解析結果②　すべり面１０ｍの全水頭分布と水位（その２） 65
図 2.3-11　解析結果②　すべり面１０ｍの全水頭分布と水位（その３） 66
図 2.3-12　解析結果②　すべり面１０ｍの全水頭分布と水位（その４） 67
図 2.3-13　解析結果②　すべり面１０ｍの場合の全水頭分布と水位（その５） 67
図 2.3-14　解析断面位置 D 側線（D 側線 B ブロック）) 68
図 2.3-15　解析モデルと境界条件 68
図 2.3-16　解析条件 69
図 2.3-17　水沢地区の実測地下水位とタンクモデルによる比較 70
図 2.3-18　斜面における統合型地下水解析実施例 71
図 2.3-19　斜面における統合型地下水解析実施例 72
図 2.3-20　全水頭分布（その１） 73
図 2.3-21　全水頭分布（その２） 74
図 2.3-22　各地点の地下水位変化 75
図 2.3-23　岩盤斜面の崩壊形態の分類) 77
図 2.3-24　各種の安定解析法による安全率とすべり土塊の H/L の関係 [43] 78
図 2.3-25　崩壊斜面での崩壊土塊の幾何形状の調査結果 [24] 79
図 2.3-26　斜面に沿う水の流れがあるときの斜面の安定 79
図 2.3-27　圧力水頭 h_p の導出 80
図 2.3-28　間隙水圧 u_b の導出 80
図 2.3-1　地球の熱収支 101
図 2.3-2　土壌熱収支に係る構成要素 104
図 2.3-3　熱収支の基本概念 1 104
図 2.3-4　熱収支の基本概念 2 105
図 2.3-5　バングラデシュ工科大学における温度計設置位置 106
図 2.3-6　温度計設置状況 106
図 2.3-7　ダッカ市とブリガンガ川，計測地点 A 107
図 2.3-8　バングラデシュ工科大学における計測温度と降雨 108
図 2.3-9　5 層タンクモデル),) 109
図 2.3-10　水温コンター図（2007 年 11～12 月） 109
図 2.3-11　水温コンター図（2007 年 9～10 月） 110

図 2.3-12　水温コンター図（2008 年 1～2 月）..... 110
図 2.3-13　水温コンター図（2008 年 7～8 月）..... 111
図 2.3-14　水温コンター図（2008 年 3～4 月）..... 111
図 2.3-15　水温コンター図（2008 年 5～6 月）..... 112
図 2.3-16　熱拡散係数と水分含水量の変化..... 114
図 2.3-17　計測温度と内挿温度の相関関係..... 115
図 2.3-18　累積熱エネルギー..... 116
図 2.3-19　計測期間中のダッカの排水プロセス..... 117
図 2.3-20　計測温度，T_M, および T_i*..... 122
図 2.3-21　ヌセルト数..... 122
図 2.3-22　人形峠の位置と計測地点 A..... 127
図 2.3-23　泥地・砂地の温度計概略図..... 128
図 2.3-24　HOBO U22 ウォーターテンプロ v2..... 128
図 2.3-25　夜次鉱滓ダムの鳥瞰図..... 129
図 2.3-26　堆積場横断図..... 129
図 2.3-27　温度計による温度観測の様子..... 130
図 2.3-28　夜次鉱滓ダム下流側から見たモニタリング孔..... 131
図 2.3-29　ダム周辺モニタリング孔の温度グラフ..... 132
図 2.3-30　泥地・砂地とダム水の温度グラフ..... 133
図 2.3-31　砂地の熱フラックスと降水量の関係..... 134
図 2.3-32　泥地の熱フラックスと降水量の関係..... 134
図 2.3-33　砂地・泥地とダム水の熱フラックスの関係..... 135
図 2.3-34　泥地における相互相関関数..... 135
図 2.3-35　ダム上流側から撮った写真..... 136
図 2.3-36　植生元素分析..... 136
図 2.3-37　夜次鉱滓ダムの 5 層タンクモデル..... 137
図 2.3-38　累積降雨量，蒸発散量と流出量（mm），（泥地及び砂地）..... 138
図 2.3-39　顕熱，逆放射，熱収支，推定日射量（泥地）..... 139
図 2.3-40　顕熱，逆放射，熱収支，推定日射量（砂地）..... 140
図 2.3-41　顕熱，潜熱，ボーエン比（泥地）..... 140
図 2.3-42　顕熱，潜熱，ボーエン比（砂地）..... 141
図 2.3-43　降雨と計測温度，計測地下水位，および計算温度（上が泥地，下が砂地）. 142
図 2.3-44　（上図）T_M および T_i*，（下図）泥地のヌセルト数..... 145
図 2.3-45　（左図）T_M および T_i*，（右図）砂地のヌセルト数..... 146
図 4.2-1　傾斜計の設置状況例..... 152
図 4.2-2（a）　高精度傾斜計全体図)と（b）　左図の赤丸部分の拡大図 [186]..... 152
図 4.2-3　測定管設置手順..... 153
図 4.2-4　地盤伸縮計　設置状況図)..... 153

図 4.2-5　地盤伸縮計　設置概要図 [187] 154
図 4.2-6　地下水位計　設置状況図 [186] 155
図 4.2-7　雨量計設置概要図 [186] 155
図 4.2-8　光ファイバセンサによる斜面表層崩壊モニタリングシステムの概念図 156
図 4.2-9　地表敷設の例（B-OTDR）[185] 156
図 4.2-10　写真測量の使用機材 157
図 4.2-11　ターゲット設置例 157
図 4.2-12　GPS 測量の概念図 159
図 4.3-1　設置イメージ図 161
図 4.3-2　システムを構成する装置 161
図 4.3-3　電波の位相差を利用した変位計測系の基本構成 164
図 4.3-4　等位相差面の一例 165
図 4.3-5　誤差の概念図 168
図 4.3-6　DOP の概念図 169
図 4.3-7　機器誤差と設置誤差の例 172
図 4.3-8　空界雑音の例 173
図 4.3-9　位相誤差の例 173
図 4.4-1　受信センサ，発信機設置状況 175
図 4.4-2　Tx#1 X 軸変位計測結果 177
図 4.4-3　Tx#1 X 軸方向変位　移動平均処理結果 177
図 4.4-4　Tx#1　Y 軸静止状態計測結果 178
図 4.4-5　Tx#1　Y 軸方向変位　移動平均処理結果 178
図 4.4-6　実験全体図 180
図 4.4-7　実験現場　模式図 180
図 4.4-8　使用した光学測量器 181
図 4.4-9　基準 1 と基準 2 の間の距離，Rx#3 と Rx#7 の間の距離， 182
図 4.4-10　横方向（X 軸方向）の距離差と温度 182
図 4.4-11　Rx#3 と Rx#15 の間の距離 ，Rx#4 と Rx#13 の間の距離， 183
図 4.4-12　縦方向（Y 軸方向）の距離差と温度 183
図 4.4-13　X 軸計測値結果と温度の比較 184
図 4.4-14　Y 軸計測値結果と温度の比較 184
図 4.4-15　発信機への熱電対温度計設置状況 186
図 4.4-16　屋上受信センサ（Rx#1～6）への熱電対温度計設置状況 186
図 4.4-17　地下受信センサ（Rx#11～16）への熱電対温度計設置状況 186
図 4.4-18　計測変位の周期的変化（8 月 9 日～8 月 11 日） 187
図 4.4-19　Tx#1 観測変位と観測温度の関係 188
図 4.4-20　Tx#1 変位（屋上データのみと地下データのみの比較） 189
図 4.4-21　Tx#2 変位（屋上データのみと地下データのみの比較） 189

図 4.4-22　Tx#3 変位（屋上データのみと地下データのみの比較）.....190
図 4.4-23　Tx#1　X 軸方向　計測値とフィルタ処理後データ.....192
図 4.4-24　配置 F における Tx#1 の X，Y 方向変位.....197
図 4.4-25　配置 G における Tx#1 の X，Y 方向変位.....197
図 4.4-26　配置 H における Tx#1 の X，Y 方向変位.....198
図 4.4-27　配置 I における Tx#1 の X，Y 方向変位.....198
図 4.4-28　Total DOP と標準偏差（mm）の関係.....200
図 4.4-29　配置 I での計測結果と平滑化データ（Tx#1，X 方向）.....201
図 4.4-30　近畿技術事務所　実験フィールド図.....206
図 4.4-31　配置パターン　直線配置.....206
図 4.4-32　発信機（Tx#1,2）.....207
図 4.4-33　受信センサ（Rx）.....207
図 4.4-34　配置パターン　L 字配置.....208
図 4.4-35　発信機（Tx1,2）.....208
図 4.4-36　直線配置　Tx#1　X 軸方向変位.....210
図 4.4-37　直線配置　Tx#1　Y 軸方向変位.....210
図 4.4-38　直線配置　Tx#1　Z 軸方向変位.....211
図 4.4-39　直線配置　Tx#2　X 軸方向変位.....212
図 4.4-40　直線配置　Tx#2　Y 軸方向変位.....212
図 4.4-41　直線配置　Tx#2　Z 軸方向変位.....213
図 4.4-42　直線配置　25m，500mの傾向の比較.....214
図 4.4-43　直線配置　Tx#1　X 軸方向変位フィルタリング処理結果.....215
図 4.4-44　直線配置　Tx#1　X 軸方向　計測値と平滑化データの比較.....215
図 4.4-45　直線配置　Tx#1　Y 軸方向変位フィルタリング処理結果.....216
図 4.4-46　直線配置　Tx#1　Y 軸方向　計測値と平滑化データの比較.....216
図 4.4-47　直線配置　Tx#1　Z 軸方向変位フィルタリング処理結果.....217
図 4.4-48　直線配置　Tx#1　Z 軸方向　計測値と平滑化データの比較.....217
図 4.4-49　直線配置　Tx#2　X 軸方向変位フィルタリング処理結果.....218
図 4.4-50　直線配置　Tx#2　Y 軸方向変位フィルタリング処理結果.....219
図 4.4-51　直線配置　Tx#2　Z 軸方向変位フィルタリング処理結果.....220
図 4.4-52　L 字型配置　Tx#1　X 軸方向変位フィルタリング処理結果.....221
図 4.4-53　L 字型配置　Tx#1　Y 軸方向変位フィルタリング処理結果.....221
図 4.4-54　L 字型配置　Tx#1　Y 軸方向　計測値と平滑化データの比較.....222
図 4.4-55　L 字型配置　Tx#1　Z 軸方向変位フィルタリング処理結果.....222
図 4.4-56　L 字型配置　Tx#2　X 軸方向変位フィルタリング処理結果.....223
図 4.4-57　L 字型配置　Tx#2　X 軸方向　計測値と平滑化データの比較.....224
図 4.4-58　L 字型配置　Tx#2　Y 軸方向変位フィルタリング処理結果.....224
図 4.4-59　L 字型配置　Tx#2　Z 軸方向変位フィルタリング処理結果.....225

図 4.4-60　直線 2 列配置　静止状態連続静止結果と観測温度（12/01～03）.....227
図 4.4-61　L 字型配置　静止状態連続静止結果と観測温度（11/24～27）.....227
図 4.4-62　電波暗室　発信機－受信センサ取り付け位置.....228
図 4.4-63　電波暗室　静止状態計測結果（Tx#4）.....229
図 4.4-64　電波暗室　静止状態計測結果（Tx#5）.....229
図 4.5-1　P3 橋脚の周辺状況.....230
図 4.5-2　P3 橋脚の周辺状況.....231
図 4.5-3　工事予定地　調査平面図.....231
図 4.5-4　図 4.5-3 におけるセンターライン断面図.....232
図 4.5-5　竹割り土留め工法による橋脚設置事例.....233
図 4.5-6　竹割り土留め工法　斜め補強材軸力の配置位置.....236
図 4.5-7　下方から P3 地区を見た状況.....237
図 4.5-8　P3 から受信センサ設置方向を見た状況.....237
図 4.5-9　長距離精度実験での DOP 値と標準偏差の比較.....238
図 4.5-10　発信機取り付け位置.....239
図 4.5-11　発信機 Tx#1 計測結果（2/18～2/19）.....240
図 4.5-12　発信機 Tx#9 計測結果（2/18～2/19）.....241
図 4.6-1　新しい斜面モニタリングシステムの概念図.....245

表目次

表 2.3-1　タンクモデルと有限要素法の特徴 55
表 2.3-2　最小安全率 81
表 2.3-1　モニタリング孔の諸元 130
表 4.2-1　高速道路調査会による管理基準 183) 151
表 4.2-2　既存の斜面モニタリング技術の特徴 151
表 4.4-1　Tx#1～3 の測位結果 185
表 4.4-2　Tx#1～3 の各方向変位の標準偏差 σ （mm） 190
表 4.4-3　Tx#1 の計測値とフィルタ処理後の平均値，標準偏差 192
表 4.4-4　センサ使用パターンと DOP 194
表 4.4-5　センサ使用パターンと DOP 196
表 4.4-6　各センサ配置における計測データの平均値，標準偏差 199
表 4.4-7　配置 I，A における平滑化後の平均値，標準偏差 201
表 4.4-8　Tx#1～3 の各方向変位の平均 2 乗誤差（再掲） 202
表 4.4-9　各ケースの X,Y,Z 方向の変動幅と DOP（上から順に Tx#1,2,3 の値）（mm） 203
表 4.4-10　DOP 比を考慮した Tx#1 の測位結果 203
表 4.4-11　DOP 比を考慮した Tx#2 の測位結果 204
表 4.4-12　DOP 比を考慮した Tx#3 の測位結果 204
表 4.4-13　直線配置での各発信機の DOP 207
表 4.4-14　L 字型配置での各発信機の DOP 208
表 4.4-15　Tx#2 の直線連続静止条件での平均値，標準偏差（mm） 213
表 4.4-16　直線配置　Tx#1　平滑化データの外的誤差，内的誤差 218
表 4.4-17　直線配置　Tx#2　X 軸方向　計測値と平滑化データの平均値，標準偏差 .219
表 4.4-18　直線配置　Tx#2　Y 軸方向　計測値と平滑化データの平均値，標準偏差 .219
表 4.4-19　直線配置　Tx#2　Z 軸方向　計測値と平滑化データの平均値，標準偏差..220
表 4.4-20　L 字型配置　Tx#1　X 軸方向　計測値と平滑化データの平均値，標準偏差221
表 4.4-21　L 字型配置　Tx#1　Z 軸方向　計測値と平滑化データの平均値，標準偏差223
表 4.4-22　L 字型配置　Tx#2　Y 軸方向　計測値と平滑化データの平均値，標準偏差 225
表 4.4-23　各配置における DOP 値 226
表 4.4-24　Tx#4，Tx#5 の DOP 228
表 4.5-1　急勾配斜面における掘削工法の比較 233
表 4.5-2　竹割り型土留め工法の観測レベル　(単位%) 235
表 4.5-3　軟岩地盤における掘削高さ H=1.2m のときの観測レベル 235
表 4.5-4　竹割り工法計測項目一覧 236
表 4.5-5　リングビーム付近設置発信機の DOP 239
表 4.5-6　2/18 18:30～2/19 9：00 における Tx#1 の計測値の外的誤差，内的誤差（mm） 240

表 4.5-7　2/18 19:00～2/19 9：00 における Tx#9 の計測値の外的誤差，内的誤差（mm）
.....241

1.はじめに

本研究は，降雨時の斜面における水収支の評価手法，地中環境保全を目的とした温度をトレーサーとした水収支および熱収支の評価手法，斜面防災を目的とした動態観測手法の開発に関する検討を行い，それらをとりまとめたものである。

2 章の検討は，斜面の地下水流動系に関係する多数の要素を定量化し統合するという目的の下に実施した。斜面において地盤が緩慢に移動する場合には何らかの対処を行うことが可能であるが，移動が短時間に起こる場合の対処は難しく，大災害につながりやすい[1)]。こういった斜面災害は多くの場合，豪雨や融雪，大地震，火砕流，人為的開発などが誘因となって発生する[2)]。

斜面における地下水の流れを再現するだけでなく，将来の降雨時における危険を予測するためには，地下水流動系に関係する多数の要素を定量化し統合するといった数値解析が必要不可欠で，本研究では，有限要素法を用いた浸透流解析に関する既往の知見をレビューするとともに，水循環の考えに基づいた斜面における地下水解析法についての検討を行う。具体的には降雨時の斜面において有限要素法を用いる際の境界条件の設定方法について，従来河川流量計測や洪水予測に多用されているタンクモデルが非線形関数を容易に表すことができる点に注目し，このモデルを浸透流解析の境界条件に導入する。タンクモデルによる境界条件は，時間遅れを伴って変動する流入量を評価できるモデルであるとともに，その変動が降雨に応答しているという点がきわめて大きな特徴である。この特徴を用いれば，斜面の水収支がうまく表すことができると考える。

2.3 で検討する浸透流解析にタンクモデルを統合したシステムは，斜面内の地下水挙動を対象としたものであり，その適用範囲としては，地すべり地域なども含めた大小規模の斜面，切土や盛土などの人工斜面も網羅できるものと考えられ，豪雨や融雪などによる地すべり発生予測への有効性が期待される。

3 章では，温度最小限の計測データをタンクモデルに適用することにより水収支および熱収支を把握する検討を行った。

降雨と蒸発散が支配的な場においては，水収支と併せて熱収支についても検討を行う必要があることから， 3.1.1 では，タンクモデル法を用いてバングラデシュ，ダッカにおける水収支および熱収支の評価を行った。ダッカは，海抜は 2～12m 程度と低く，熱帯植物と湿潤な気候と相まって雨季の激しい降雨やサイクロンによってしばしば洪水に見舞われる運命にある。また，気温も高く，降雨も頻繁な多湿の熱帯性気候であり，ケッペンの気候区分ではサバナ気候に該当する。ダッカにおけるここ 10 年ほどの地下水位は 40m ほど低下しているが，この原因としては，掘り抜き井戸の増加が挙げられる。雨季あるいは乾季を通じて地下水位は変化し，これに対応した干ばつの状況や洪水条件を考慮することが非常に重要であり，また，都市部で洪水が発生したあとの掘り抜き井戸の水質についても注意深く検討する必要がある。これに対し，郊外や地方都市では，地下水位はモンスーン地域の洪水サイクルに対応して変化する。湖（地元の人々は haors と呼ぶ）は潅漑，漁業および避難所生態系のための貯蔵所として機能している。この湖が一旦氾濫すると，飲料水の不足により衛生問題が国内のあらゆる地域で生ずる可能性がある。都市や流域圏の水環境保全のために，水収支や水循環の分析やアセスメントが採用され，水質の解釈にも流量や流出過程に関する配慮が不可欠であることが認識されるようになったが，こういった問題解決のための一手法として，水収支および熱収支の分析を位置づけることが出来る。本検討ではまず，水収支と熱収支に関する既往の知見を整理した。次に，降雨データを用いて水収支を評価した。また，バングラデシュ，ダッカにおける地中温度の計測を実施し，それらを用いて熱フラックスを計算し，熱収支を評価した。さらに，水温の変化を，対流（convection），伝導（conduction）あるいは拡散（diffusion）によるものに分類しそれらの寄与度を検討した。

3.1.2 では，岡山県人形峠における計測地中温度を用い，これらにボーエン比と蒸発散公式を適用することで，水収支ならびに熱収支を検討できることを示した。人形峠において 2010 年 4 月に計測されたダム直下の硫酸イオン濃度は廃坑原水の 10%であり，他の主要イオンについても同程度に希釈されていることから，坑水が周辺地下水により約 10 倍に希釈されると考えられるが，別化学種の間接測定結果には不明な点が多く残る。そこで，放射性物質そのものを多点で連続的に捉えることが現状では難しいことを認め，放射性物質の濃度（現存量）ではなく，放射性物質のフラックスを水・熱収支を把握することで放射性物質の輸送範囲を明らかにすることを試み，この目的のために，鉱滓ダム上・中流部に

形成された砂泥堆積域及び周辺での地下水挙動を調査した。ここで検討した鉱滓ダムにおける水収支および熱収支のメカニズムは，砂地，泥地，水層における熱収支に関連するものであり，熱輸送にかかわる主要な要素は対流（convection），拡散（diffusion）および蒸発散（evapotranspiration）である。ここではまず，温度および気象に関する最小限の観測データを用いて，降雨，蒸発散，流出，浸透等の水収支のプロセスを分析し，日射量及び有効逆放射量を用いて潜熱および顕熱を評価するとともに，水の浸透と蒸発散の双方を抑制する植生の影響が無視できないものである可能性を示した。また，3.1.1 と同様に，熱の記録の原因が，対流（convective）および拡散（diffusion）のどちらに該当するものであるかを検討した。

4 章での検討は，斜面災害による被害から都市機能を守るための防災モニタリングシステムの構築に関するものである。国民生活あるいはそれを支える社会資本の災害に対する安全と信頼性を確保するとともに，限られた管理体制の下での効率的な防災管理による効果的な対策を実施できる技術が求められている。斜面の防災技術は次の項目に対して具体的に機能することが求められている[3)]。

1) ハザードを評価するための危険箇所抽出技術
2) 災害の影響を軽減する管理技術
3) 災害を予知する監視技術

これらの要件に対し，崩壊あるいは地すべり挙動の将来予測を行うために，斜面の 3 次元変位を面的かつ広範囲に監視する技術の開発を行い，上記の項目に対して次のように対応させることを目標とする。

1) 抽出技術：日常点検の段階として斜面の挙動を広範囲に計測し危険箇所を抽出する。
2,3) 管理及び監視技術：危険な兆候を把握した段階で，当該箇所を重点的に計測する。

上記の目的の下に，4 章では新たな斜面計測技術を提案し，以下のような特徴を持つ斜面監視システムの構築を検討した。

- 計測地点に発信機を設置し，電波を用いてデータを取得することで，原位置の三次元変位をリアルタイムに計測することを可能にする。
- 斜面における計測データは点や線の情報であるが，この値を全体的な空間と時間の場に拡張し，さらに，直接の観測情報で補完することでデータの妥当性を補完しながら斜面の安定性を総合的に評価するような計測システムを実現する。
- 電波を使うことの利点を活かし，ワイヤレスで耐天候性に優れた計測を目指す。

2.タンクモデルおよび浸透流解析

2.1 タンクモデルの理論と適用例

2.1.1 水収支を考える上でのタンクモデルの重要性

斜面における地下水挙動には平坦な地盤における地下水挙動とは違って，解析領域の上流側から流入する流量，下流側へ流出する流量が影響する。これらの流入出量は降雨に応答し非線形現象となるので，有限要素法などの数値解析法では表現しがたい。したがって，斜面降雨時を考える際には非線形現象を容易に表現できるタンクモデルが利用しやすい。

(1) 水収支の基本概念

地下水を含めた水循環系を定量的に把握しようとした場合，降雨量や蒸発散量，河川流量などの水収支を検討することが基本となる。ある期間の水収支を検討することによって対象とする水循環システムの特性が明らかになる。水収支の基本概念は，設定期間（水収支期間）における流入量と流出量，及びその期間内の貯留量変化についての以下の収支式により表される。

$$Qin - Qout = \Delta S \qquad \text{数式 2.1-1}$$

ここで，　Qin：流入量，$Qout$：流出量，　ΔS　：貯留量の変化量

これは，ある水収支期間において，境界を通じてシステム（流域，湖沼，地下水盆など）に流入した水量と流出した水量の差分が，システム内部の貯留量変化に相当するという関係であり，水循環における質量保存則となっている。自然界における流入要素としては，降雨・降雪を含めた降水量，隣接システムから流入する表面流入量や地下水流入量等が挙げられ，流出要素としては水面等からの蒸発量や葉面蒸散量，及び隣接システムへの地表水・地下水流出等が考えられる。さらに，開削工事やトンネル掘削による排水などの人為的な要素も場合によっては加わる。こうした水収支を斜面においても考慮し，それに基づいて斜面内の地下水挙動をとらえる。

(2) 斜面の水収支

(i) 斜面水文学

図 2.1-1 は降雨時における森林斜面から河道にいたる水移動の実態を従来の知見をもとに模式的に描いたものである。斜面における主たる水の循環プロセスとしては，地表面から土層への降雨浸透，基盤より上での土層内の地下水流れ，土層から基盤内への降下浸透，基盤中の地下水流れがある。ここで，浸透は鉛直方向，流れは水平方向の水の動きを指す。

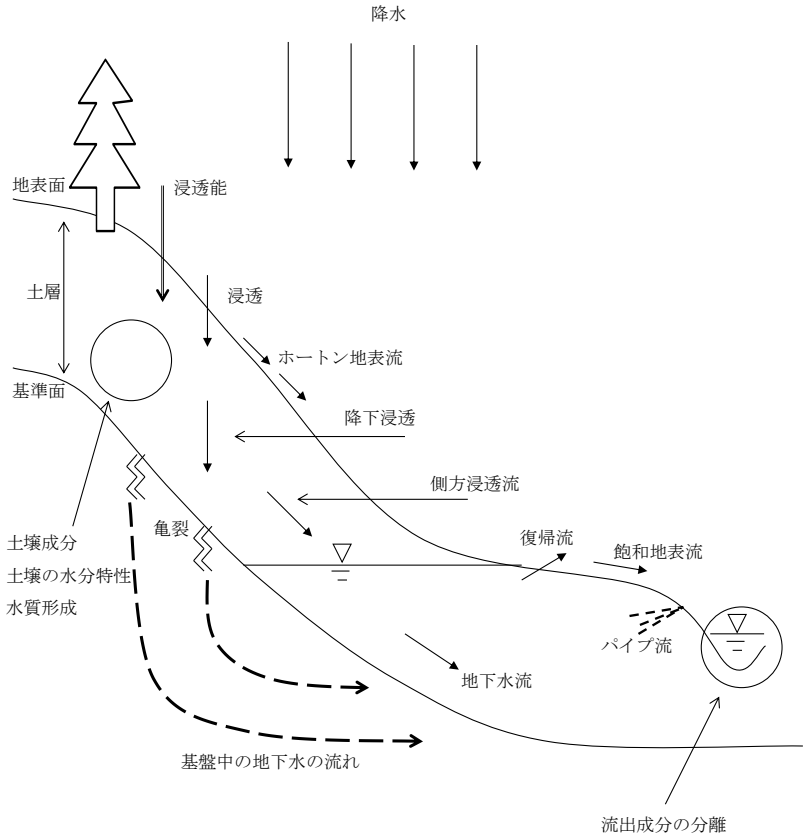


図 2.1-1　斜面の水文地形現象概念図 [4)]

水が地表面を横切って土壌中へ浸入することを浸透という。また，地表面に接している圧力が大気圧と等しい水から，土壌が吸収することのできる水分フラックスを浸透能という。さらに，いったん浸透した水が土壌中を（地下水面に向かって）下方へ移動する過程を降下浸透という。Horton[5)] によれば，土壌表面は，降雨を地表中と地下水という 2 つの基本的な成分に分類する能力をもつ，篩（ふるい）として作用する。降雨強度が浸透能より低い場合，降雨はすべて地中に浸透し，さらに降下浸透過程を経て河川の基底流出に寄与する。もし，降雨強度が浸透能を超えれば，余剰降雨は浸透しきれずに地表面上を流下する。これがホートン地表流である。通常，降雨開始直後において浸透能はきわめて大きな値を示すが，急激に低減し，やがて緩慢な低減となり，最終的に一定値に近づく（図 2.1-2 参照）。この浸透特性を初期，及び最終浸透強度の関数として表すと次式のとおりである。

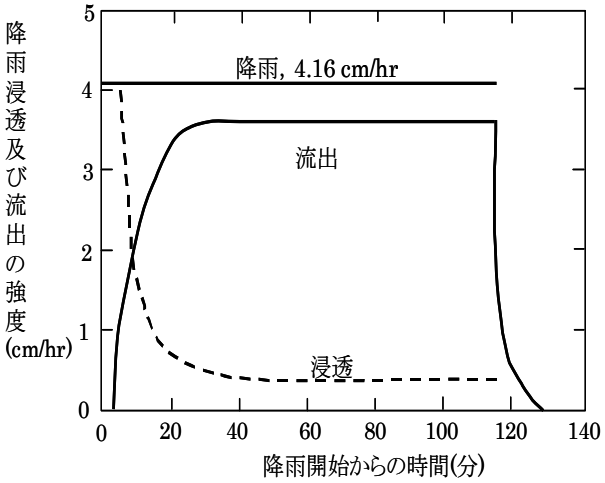


図 2.1-2　一定強度に対するホートン流と浸透の関係 [6)]

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$$

ここに，f: ある時刻 t における浸透強度（mm/min）
f_0：初期浸透強度　　（mm/min）　　数式 2.1-2
f_c：終期浸透強度　　（mm/min）
k は定数

しかし，実際の森林斜面においては土壌表層の間隙分布あるいは水分状態の不均一性から，浸透能変化が上式に表されるようななめらかな指数関数を描くことは少ない。このような観点から，山地斜面における浸透能の計測の重要性は恩田等により検討されている [4)]。

本研究では降雨が土層に浸透した後の，基盤より上の土層部分での降雨流出プロセスを取り扱う。しかしながら，地表面から地盤への降雨浸透の問題や土層と基盤の境界付近での水の挙動も，今後の斜面水文学において検討すべき重要な課題である。

(ii) 斜面における降雨流出プロセス

基盤より上の土層部分において，流域に雨が降ったらどのような道筋を経て川へ流れるかという斜面における降雨流出プロセスは，水文学にとって中心的な研究課題とされてきた。このテーマに対して，1960 年以降，野外観測・モデル化の両面からかなりの数にのぼる観測がなされた結果，個々の斜面における降雨流出プロセスについては相当の知見が蓄積された。

斜面では降雨の一部は地表流となり，他の一部は浸透流，残りは蒸発散量となる。降雨によって地表流が流れる理由は，一般に，前述のホートン流が存在する場合，復帰流（Return flow）が存在する場合（図 2.1-3 参照），クラスト（Crust）が発生する場合の 3 つに分類される。復帰流は降雨により自由地下水面が上昇し，地表面上に現れることにより生じる。クラストは雨滴の衝撃によって地表面が雨水土壌皮膜で覆われて急激に浸透率が低下する現象である。こういった複雑な浸透現象ももちろん重要ではあるが，図 2.1-3 に示すように基本的には斜面脚部における水分量が多く，斜面の頂点付近では乾燥していて水分が少なく，降雨時には頂点付近で鉛直浸透流が発生し，中間部では側方浸透流，脚部では復帰流が発生する [7)]。

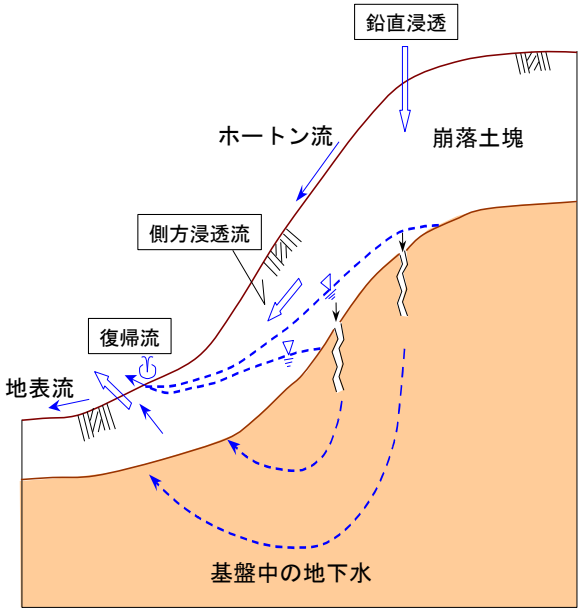


図 2.1-3　斜面における地下水流動場

土層に浸透した水の土層内での挙動に関しては，斜面の降雨流出プロセスに関して地下水挙動をブラックボックス化し，数学的に取り扱いやすい方法でモデル化する浸透流解析という手法が開発されている。しかしながら現状では浸透流解析を使っても，どのような地域，どのような場合においても適用しうる普遍的かつ合理的なシステムは完成されていない。本章は，特に斜面における普遍的かつ合理的なシステムの構築に向けて，浸透流解析の境界条件にタンクモデルを導入することを提案するものである。

(iii) 代表領域での水収支

前述のように，斜面では，浸透流と地表流が重要な要素であり，それらの相互関係を把握した水収支を考えなければならない。土層中の水の挙動を，斜面における水循環の一部として捉えるためには，斜面スケールあるいは流域スケールでの地中水の挙動を，物理的に記述する必要がある。本研究では斜面安定を検討する上では降雨浸透，土層中の側方浸透流という要素を考えることが必要不可欠である。つまり，解析領域にはこういった要素をすべて含めなければならない。そこで，図 2.1-4 に示すように特定の大きさの解析領域 REV（Representative element volume）を定め，この領域に関する水収支の各要素を分離する。図 2.1-4 は地上部に植生を有する斜面の 2 次元 REV を指定した場合の概念図である。降雨量 R のとき，もし地表流があれば S，残りは浸透量 I と蒸発量 E，蒸散量 T（E+T を蒸発散量という）に分離される。斜面内部では，側方浸透に相当する横流れの成分を L_{in}，L_{out} で表し，この REV からさらに地盤深部へ降下する量を基盤部浸透量 D で表す。

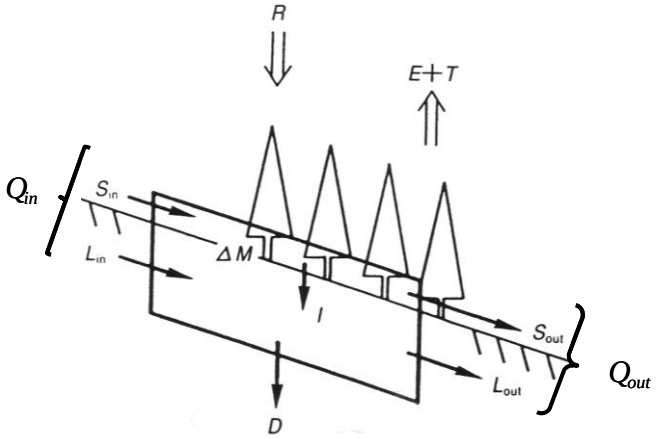


図 2.1-4　斜面における代表要素サイズ（REV）[8)]

この REV に関する水収支は,

$$R + S_{in} + L_{in} = E + T + S_{out} + L_{out} + D + \Delta M$$ 数式 2.1-3

となる。ΔM は地上部と斜面内部の水分貯留量の和である。また，斜面内で灌漑が行われている場合，左辺 R に灌漑水量 If を加えて，R+If とする。ここで，簡単のため，$S_{in} + L_{in} = Q_{in}$ ，$S_{out} + L_{out} = Q_{out}$ とすると，上式は以下のようになる。

$$R + Q_{in} = E + T + Q_{out} + D + \Delta M$$ 数式 2.1-4

但し，実際の斜面においては，斜面土層の成層条件など不均一性が加わるのでこれよりさらに複雑になる。

従来，斜面と水との関係に関する研究は，主に地表面のみに限られ，斜面中の水分移動の検討は不十分であった。これは過去の水分移動研究において，現象が 1 次元的に発生する平地部を主な対象としてきたことと関係している。しかし，日本，アジアの多くの国々やヨーロッパの内陸部など斜面の多い地域においては，斜面の水収支に準じた斜面中の地下水挙動は非常に重要とされる。

(iv) 水収支を考慮した境界条件

斜面内の地下水挙動は斜面の規模に関らず，広義的に見て降雨浸透に起因する。降雨浸透は勾配，被覆状態，構成土壌，地質の分布と性状，含水状態，擁壁のような人工的構造物等様々な要因に左右される。また，降雨浸透は時間依存性を持ち，遅延効果を生み出す。REV の上部の斜面に降った雨は同時に側方境界に到着するのではない。図 2.1-5 にも示すように，雨は異なる地点に異なる降雨強度で降るため，Q_{in}, Q_{out} はタイムラグを伴って側方境界に到着する。

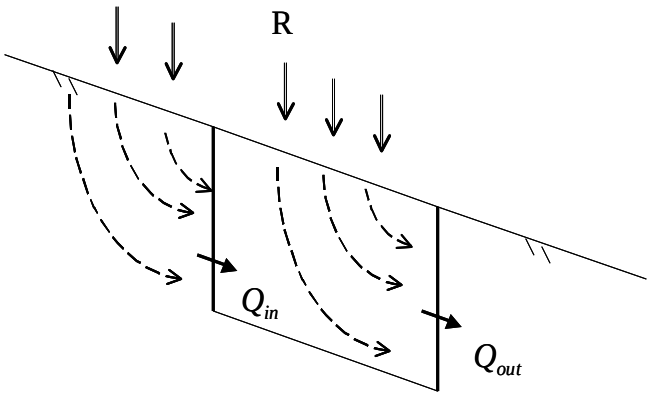


図 2.1-5　降雨遅延応答概念図

さらに地盤は，その土質パラメータ，地層構造によってそれぞれ異なった貯留効果を見せるので，雨が地盤に浸透してから側方境界に到着するまでの時間も一意的に決めることは難しい。したがって，斜面の地下水挙動をより実際に近い形で再現する際，この降雨による遅延効果をどう考慮するかが大きな課題となってくる。本研究は地下水位の降雨遅延応答に着目し，従来からの静的な解析法を降雨による地下水位変動を考慮した動的な解析法に発展させる。

2.1.2 タンクモデル解析

前述したように雨が側方境界に到着するまでの時間は様々なパラメータによって左右されるため，演繹的に側方の流量を決定するのは困難である。したがって本研究では，実際に計測された水位から帰納的にパラメータを決定するタンクモデルを用いたシミュレーションシステムを提案する。

(1)　解析法概論

タンクモデル法は菅原[9,10,11]により開発され，主として河川流量，洪水予測に多用されている。河川の流出は，一連の降雨に対して応答するが，この応答関係を解く方法には，応答関数を利用するもの，貯留関係を利用するもの，および雨水流を利用するもの等に大別できる。これらのうち，貯留関係を利用する方法のひとつとして，流域内の貯留と流出の機構を，流出孔をもった容器（タンク）で模擬するのがタンクモデル法である。タンクモデルは図 2.1-6 に示すように側面，底面に流出孔を持つ容器を，いくつか縦に直列に配置したもので，雨は最上段の容器に注入され，蒸発散も最上段の容器から差し引かれる。タンクを直列に配置することで流出成分により遅れ系をなす実際の流出を模擬できる。各容器内の水は，一部は側面の流出孔から外部に流出し，一部は底面の孔（浸透孔）を通って一段下の容器へ流下移行する。各容器の側面流出孔からの流出量の和が河川流量の推定値となる。2～3 段目のタンクは流域の帯水層の構造に対応すると考えられている。但し，菅原 [4,7,9] によれば，タンクモデル自体は概念的なものであり，試算の末に定めたタンクモデルを用いて出した推定流量が実測と合致したからといって，タンクモデルのパラメータの具体的意味を流域の物理現象と直ちに対応させようとするのは無理があるとしている。また，流域の水文学的特性を近似するための考え方として一つのより所であるというべきとの指摘[12,13] もある。こういった理由から，本研究では概念モデルであるタンクモデルに座標軸等を持った有限要素法を組み合わせる提案を行っている。

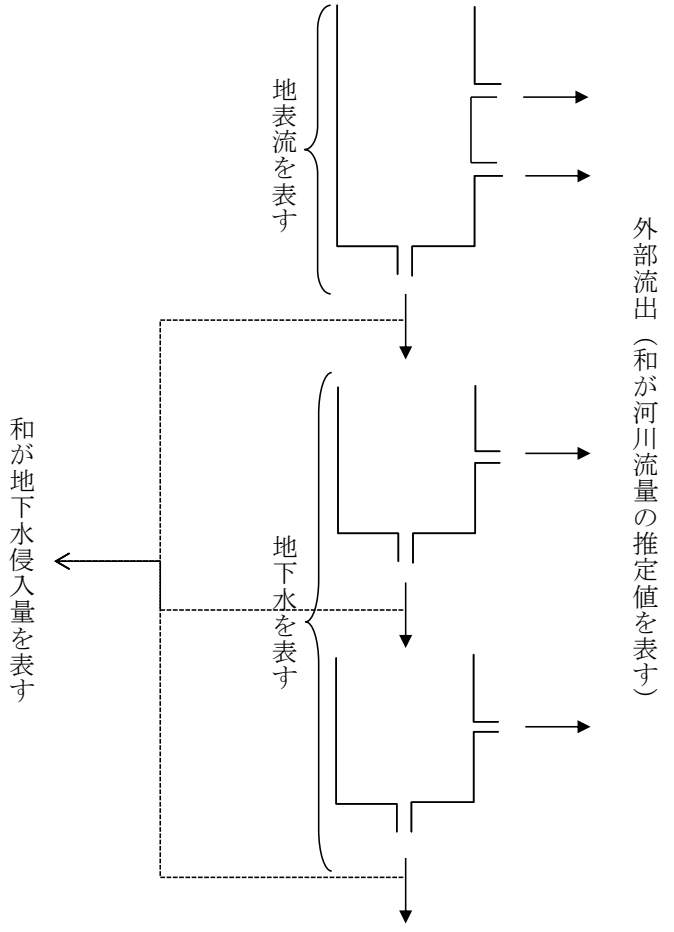
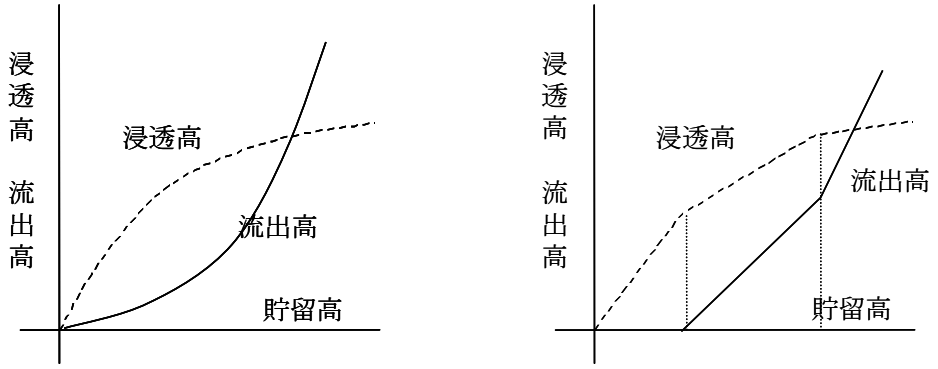


図 2.1-6　直列貯留型モデル

直列貯留型モデルは，側面と底面に流出孔を持つ容器で構成されている。ここで貯留型モデルとは流出高，浸透高がともに貯留量の関数として定まる機構のことを意味している。図 2.1-7 左が非線形関数，図 2.1-7 右が部分線形関数(piece wise linear)に近似した場合のグラフであり，線形関数は図 2.1-8 に示されるようなタンクモデルの流出機構から実現することができ，浸透が貯留量に比例する非線形の場合には図 2.1-9 の右側（タンク容量と水位が比例する）のようになる。すなわち，貯留型機構で非線形

特性に近似したければ，多数の側面流出孔やタンク断面積に段差を設けて，側面流出孔の代わりに連続した流出隙間を与えるなどして実現できる。



非線形関数　　部分線形関数　(piece wise linear)

図 2.1-7　タンクモデル法におけるタンク内貯留高と流出，浸透高の関係

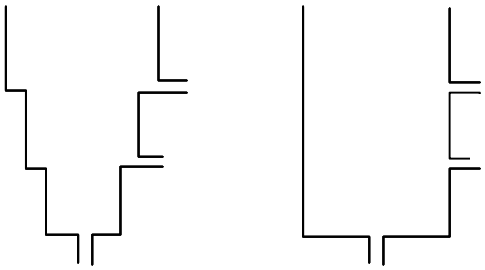


図 2.1-8　一般的な貯留タンクの形状

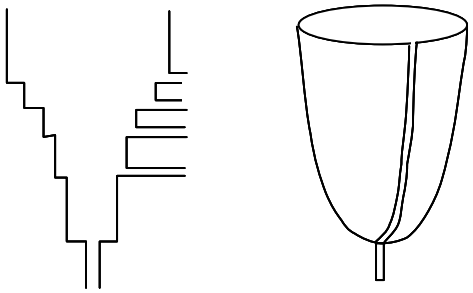


図 2.1-9　非線形性を考慮したタンクの形状

⑵　タンクモデル法の計算式

⑴　鉛直浸透孔と側面流出孔の関係[14,15)]

ここではタンクモデル解析法の具体的な計算方法と流出特性を示す。図 2.1-10 に示した側面流出孔が底面の高さについているタンクモデルを考える。α は側方の孔から流出する割合，β は底部の浸透孔より流出する割合であり，ともに 0 以上 1 以下の値をとる。β=0 であれば，α からの流出量はタンク内の貯留高 X の低下に準じて減衰率 γ=1-α の指数関数になる。$\beta \neq 0$ のときは，貯留高 X のうち単位時間に αX が流出し，βX が浸透するから支出は$(\alpha+\beta)$X で残高が$(1-(\alpha+\beta))$X である。すなわち，減衰率は γ=1-$(\alpha+\beta)$で，流出と浸透の比は α ： β となる。

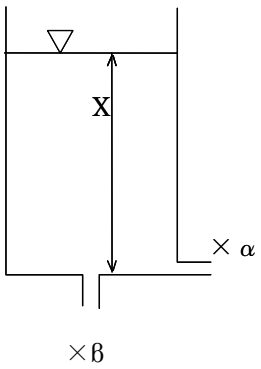


図 2.1-10　側面流出孔の効果(h=0.0)

次に無降雨日が継続して地表付近が乾燥していた状態に降雨が発生した場合を考える。この場合には欠損雨量が発生する。図 2.1-11 に示すタンクモデルではしばらく雨が無く容器が空になっている所に，h 以下の雨が降ると容器内の水面は側面の流出孔に達しないから流出は起こらず，水はすべて底面の孔から浸透する。それが欠損雨量に相当し，h は欠損雨量の限界値を示す。日本では h=15(mm)程度と言われている。

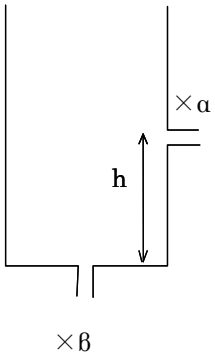


図 2.1-11　側面流出孔の効果(h＞0.0)

降雨後，雨が降らなかったとすれば，タンク内の水は指数関数的に減少し，時間 t 後に水深は $he^{-\beta t}$ となる（図 2.1-12）。また，降雨があれば，降り始めのときの水面から流出孔までの距離，$h(1-e^{-\beta t})$が欠損雨量となる。これがホートン流出の初期欠損雨量と呼ばれるもので，欠損雨量を考慮できることもタンクモデルの一つの長所である。

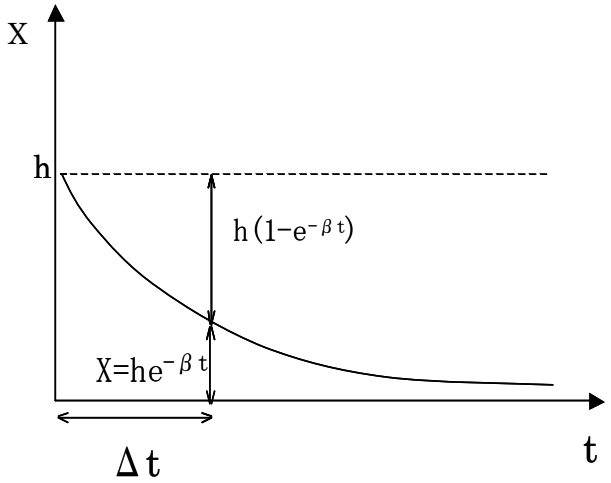


図 2.1-12　タンクモデルにおける欠損降雨

(ii) ２つの側面流出孔の効果[16)]

タンクモデルは，流出の大小（大洪水や小洪水）についても，流出形態が自動的に切り替わる特性を

容易に導入できる。図 2.1-13 に示す下方の浸透孔が無いタンク構造については，水面が上の流出孔に達しない($X<h$)ときは，減衰率 $\gamma=1-\alpha_1$ の指数関数型と同じである。水面が上の流出孔より上にくると，流出孔が 2 個になる水深 X($X>h$)のとき，単位時間内の流出量は，

$$\alpha_1 X+\alpha_2(X-h)=(\alpha_1+\alpha_2)\left(X-\frac{\alpha_2 h}{\alpha_1+\alpha_2}\right) \qquad \text{数式 2.1-5}$$

となる。

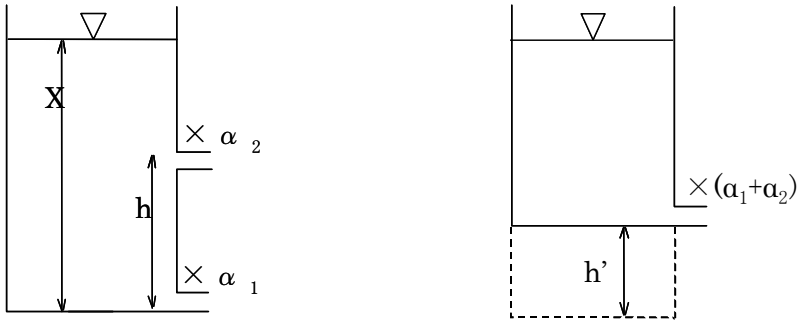


図 2.1-13　２段側面流出孔の特性

これは底を $h'=\alpha_2 h/(\alpha_1+\alpha_2)$だけ上げ底にし，底の所に 2 個分の流出孔をつけたものと同じことになる。つまり孔は 2 個あっても，やはり指数関数型で，その減衰率は $\gamma=1-(\alpha_1+\alpha_2)$となる。このモデルの特徴は，水面が上の孔の所を通過する時点で，減衰率が切り換わることである。この構造に十分な水を入れ，そこから流出の時間変化をグラフに描けば，図 2.1-14（a）に示す通り 2 つの指数関数が連結した形になる。縦軸を対数軸にとると 2 つの指数関数は明確に区別され，図 2.1-14（b）に示すとおり屈折点が現われ，α_1 と α_2 の流出特性の切り換わりを表現している。したがってタンクモデルでは，貯留量が増大するとともに流出率が自動的に増大する構造だけでなく，降雨強度が大きくなると流出率が増す流出特性も表現できることが利点の 1 つである。

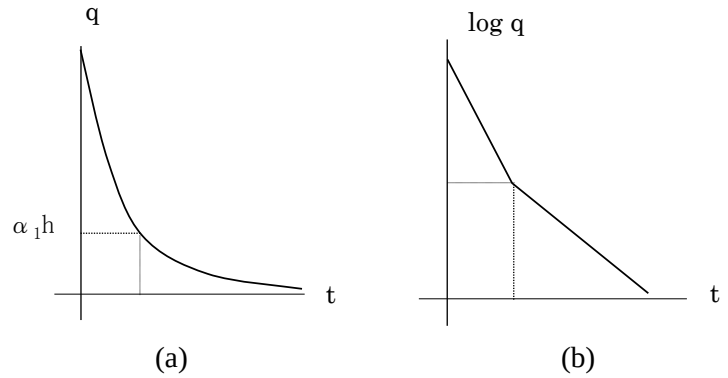


図 2.1-14　２段側面流出孔の q－t 特性

以上から，タンクモデルは，指数関数型の拡張であり，欠損雨量が現実に持つ種々の性質を表すことができ，降雨直後の流出ハイドログラフの急峻減衰効果や降雨強度に比例して流出率が増すなどの実際の流出現象が読み取れる性質を持ち得た解析法であるといえる。

(iii) タンクモデルの計算方法

タンクモデルは最上段タンクが地表流を，下段タンクが地下水流を表す。解析領域が広域であれば地下水位変動が複雑になるのでタンクを 3 段あるいは 4 段直列に並べることにより，水位変動を合わせる。本研究ではさほど広域ではない斜面の安定性を議論するため，2 段直列モデルで水位変動を合わせた。次に，2 段 1 次元タンクモデル法の計算式を誘導する。降雨浸透を制御する 1 次元タンクの上段タンクの支配式は，図 2.1-15 のサフィックスを用いて以下のように誘導される。但し，$h \geqq H_A$，h_0，h は P-E（降雨量-蒸発散量）によるタンク内の水位（h_0 は初期水位），H_A は流出孔の高さ α_{11}，β_{11} は各流出孔の流出係数，t は経過時間である。また，上段タンクは地表流を，下段タンクは地下水流を現す。H_A からの水位超過分が側方浸透孔から α_{11} の割合で表面流出し，残った流量の内，β_{11} が地盤内へと浸透する。

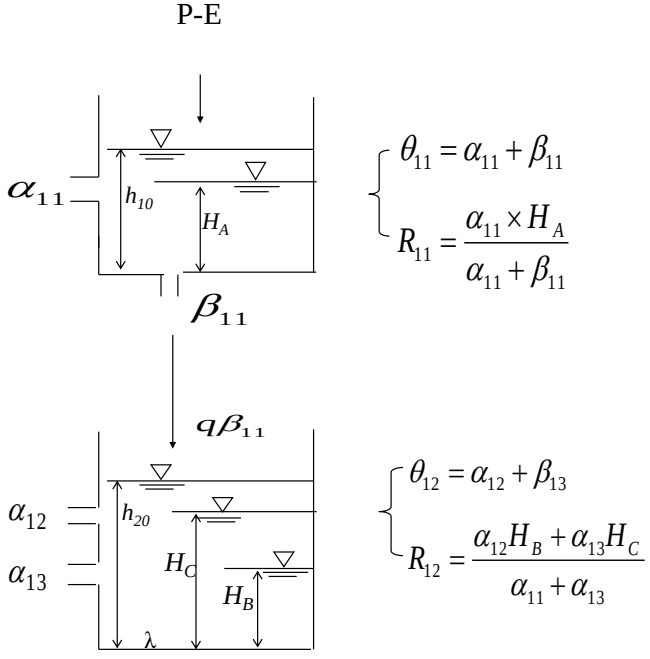


図 2.1-15　1 次元タンクモデルのサフィックス

側方浸透孔からの表面流出量は，タンクの底面積を A として，

$$\alpha_{11} \cdot (h - H_A) \cdot A$$

下方浸透孔からの地下水浸透量は，

$$\beta_{11} \cdot h \cdot A$$

これらの和が単位時間あたりの水位低下量に等しく，

$$-\frac{dh}{dt} \cdot A = (\alpha_{11} + \beta_{11}) \left(h - \frac{\alpha_{11} H_A}{\alpha_{11} + \beta_{11}} \right) \cdot A \qquad \text{数式 2.1-6}$$

$$-\frac{dh}{dt} = (\alpha_{11} + \beta_{11})(h - R_{11})$$

となる。

さらに，$h - R_{11} = H$　とすれば，

$$-\frac{dh}{dt} = H(\alpha_{11} + \beta_{11}) \qquad \text{数式 2.1-7}$$

ここで,

$$H_0 = h_0 - R_{11}$$
$$\therefore H = H_o e^{-(\alpha_{11}+\beta_{11})t}$$
$$h - R_{11} = (h_0 - R_{11})\, e^{-(\alpha_{11}+\beta_{11})t}$$

数式 2.1-8

したがって，上段タンクの地表水量（$q\alpha_{11}$）と地下水浸透量（$q\beta_{11}$）は，各々のタンク係数とタンク内水位を基に次式より求める。

$$\begin{cases} q\alpha_{11} = (\theta_{11} - \beta_{11})(h_0 - H_A)\, e^{(\alpha_{11}+\beta_{11})t} \\ q\beta_{11} = \beta_{11}(h_0 - R_{11})\, e^{-(\alpha_{11}+\beta_{11})t} \end{cases}$$

数式 2.1-9

次に，下段タンクの水位の計算式を誘導する．上段タンクからの浸透量 $q\beta_{11}$ が下段タンクに流入すると，下段タンクからの地下水量($q\alpha_{12}+q\alpha_{13}$)は次式より求められる。$h_{10}$, h_{20} は，各々上下段タンク内の初期水位である。.

$$q_\alpha = q_{\alpha 12} + q_{\alpha 13}$$
$$= \theta_{12}\left\{(h_{20} - R_{12}) + \frac{\beta_{11}(h_{10} - R_{11})}{\theta_{11} + \theta_{12}}\right\} e^{-\theta_{12}t} - \theta_{12}\frac{\beta_{11}(h_{10} - R_{11})}{\theta_{11} + \theta_{12}}\, e^{-\theta_{11}t}$$

数式 2.1-10

但し，下段タンクの h_{20} については，不圧地下水を取り扱うタンク構造であるため，下式の通り有効間隙率 n_e を考慮した水位計算を行う。

$$h_{20} = q_\alpha / n_e$$

数式 2.1-11

以上が 2 段 1 次元タンクモデルの計算式である．物理概念として重要なのは，上段が地表面の水の流れを表し降雨浸透を制御し，下段が地盤内の水の流れを表している点である。

(iv) 地下水位の変動解析[17,18)]

ここでは，タンクモデルを降雨－流量応答ではなく，降雨－地下水位変動に適用する方法を示す。

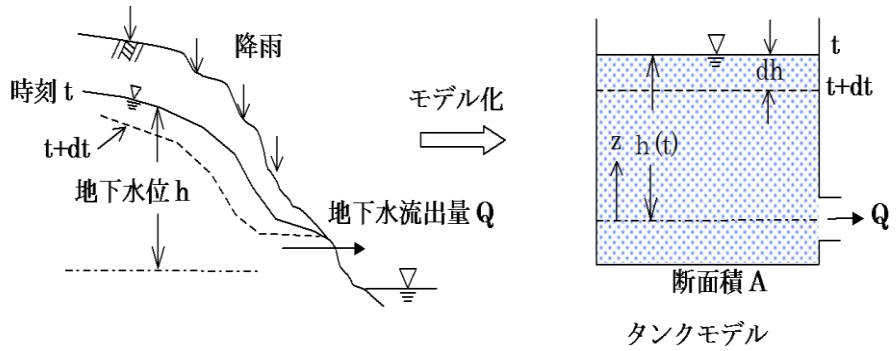


図 2.1-16　地下水位とタンクモデルの関係 [19)]

図 2.1-16 に示すように，地盤を仮想した断面積を A，タンク内水位を $h\,(t)$，流出量を $Q\,(t)$とすると，時刻 t から $t+dt$ の間の重力排水による連続則は以下の通りである。

$$Q\,dt = -n_e \cdot A \cdot dh$$ **数式 2.1-12**

ここに，n_e:有効空隙率

タンクモデルでは，流量 Q は水位 h に比例することから，その比例定数をλとすれば，

$$Q = \lambda h$$

$$\lambda h dt = -n_e \cdot A \cdot dh$$

$$-(n_e \cdot A/\lambda) Log\, h = t + C \qquad (C\text{:積分定数})$$

$t=t_0$ において，$h=h_0$，$Q=Q_0$（但し，$Q_0 > Q$）

$$t - t_0 = (n_e \cdot A/\lambda) \cdot Log(h_0/h) = (n_e \cdot A/\lambda) \cdot Log(Q_0/Q)$$

となる。したがって，地下水流動量 Q，及び地下水位 h は以下の通りである。

$$\left.\begin{aligned} Q\,(t) &= Q_0 \cdot exp(-\lambda\,(t-t_0)/n_e \cdot A) \\ h\,(t) &= h_0 \cdot exp\,(-\lambda\,(t-t_0)/n_e \cdot A) \end{aligned}\right\}$$ **数式 2.1-13**

具体的なモデルの適用例を図 2.1-17 に示す。これは地下水位変動をタンクモデル内のタンク水位として抽出していく方法であるが，ここでは 2 段直列タンクのうち下段タンクの貯水位を地下水位として採用している。扱う流域が広域であれば 4 段直列タンクなどが用いられる。4 段直列タンクを用いる場合の手法は大島ら[20,21)]により，地下構造物の浮き上がり事例の多量降雨時における地下水位の回復予測に用いられている。

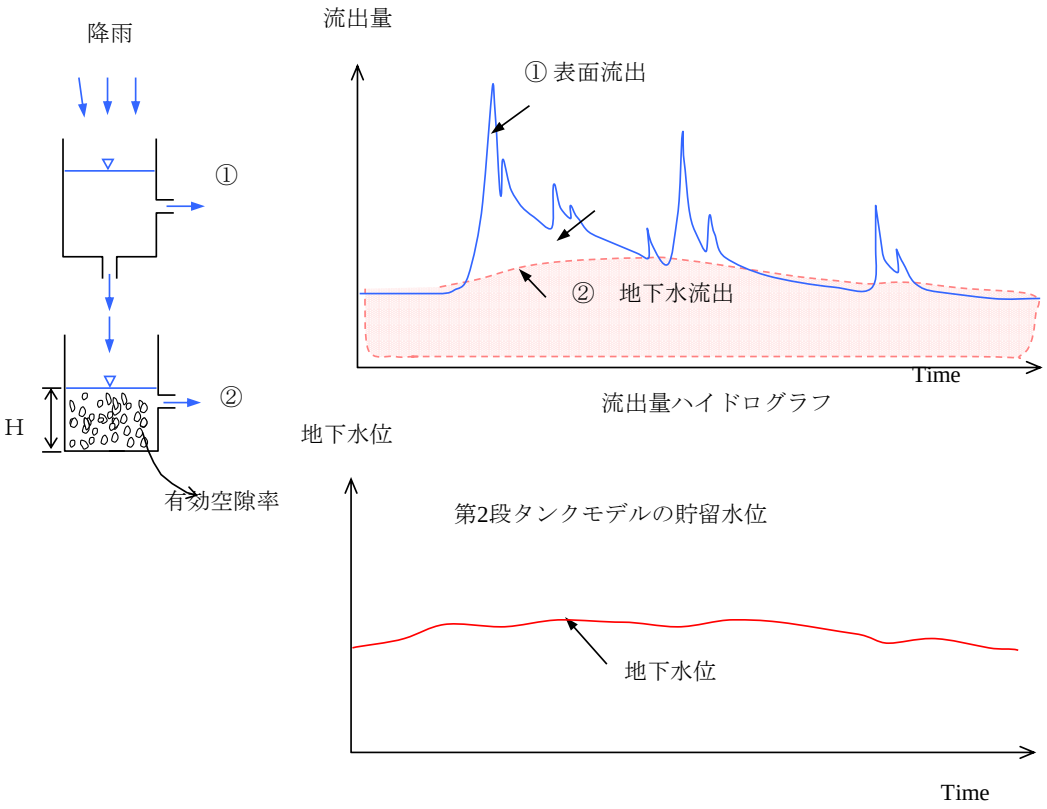


図 2.1-17　タンクモデル法による表面流出と地下水位変動の原理

2.1.3 タンクモデル法の適用例（その１）

この節ではタンクモデルを山形県水沢地区の斜面に適用し，降雨遅延応答を表せるという有効性を確かめる。

(1)　検討地区の概要

(i)　地形概要

検討地付近の地形は，巨視的には月山南麓山地に当たるが，詳細には最上川と寒河江川間の低地～稲沢山丘陵を経て，寒河江川沿いに戻り，稲沢丘陵・黒森山・大豆森山・地蔵森・金池山の山地の山地大地と山腹斜面を通過する。各所の山腹斜面の勾配は 15°～18°で，緩斜面のところどころには地すべり崩積土類・崖錐性堆積物が分布している。また，解析現場一帯は，国内でも有数の地すべり多発地帯の１つであり，「月山沢」，「水沢」，「網取」，「小倉」をはじめ，20 ヶ所以上の地すべり指定地が認められている。

水沢地区は，山形県西村山郡西川町大字水沢地内にあたり，石倉と上原の集落間の北方に位置する。地形は，北西に位置する黒森山（標高 626m）より分岐する山稜に囲まれ，南側を東流する寒河江川に向かって開いた台地上を呈し，微視的には馬蹄型の盆地を形成している。このうち，標高 350m以下では緩斜面，滑落跡，凹地，分離独立丘などが認められ，明瞭な地すべり地形と判断できる。この地区は，2 つの断層に挟まれた地溝状を呈しており，豊富な地下水によって頁岩が粘土化していることが地すべり発生の素因となっていると考えられる。気象現象としては，「豪雪地帯対策特別措置法」による「特別豪雪地帯」となっており，積雪が多い。この地区は JH の山形自動車道に近接しており，重点的な管理が必要とされている。図 2.1-18，図 2.1-19 に水沢地区の概要を示す。

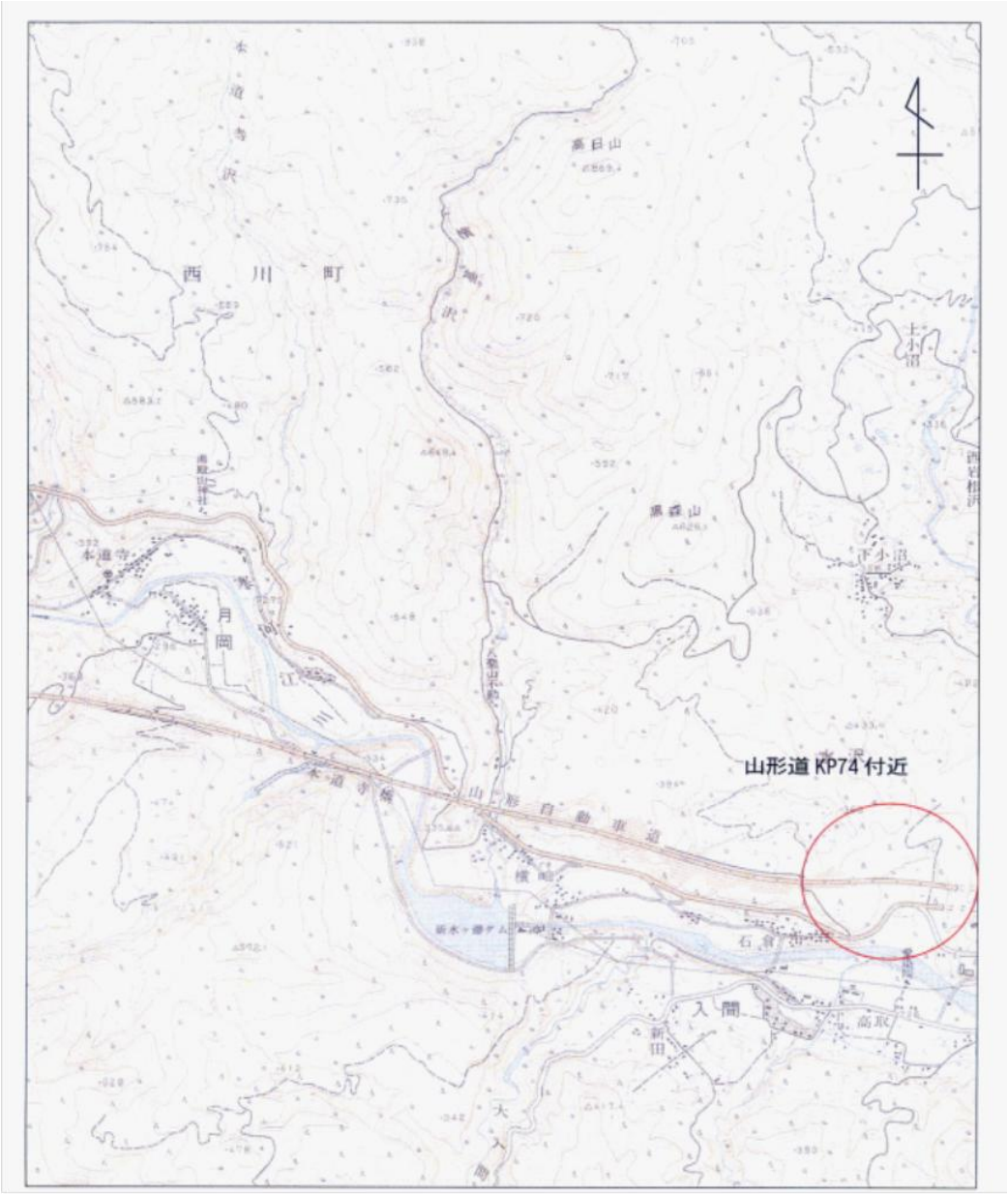


図 2.1-18　水沢地区の概要①　（S＝1：25,000）[22)]

図 2.1-19　水沢地区の概要②　山形道 KP74 付近調査位置図　（S=1：200,000）[22)]

(ii)　すべり地区としての経緯

水沢地区の地すべりは，明治 10 年に寒河江川の堤防が決壊したことから始まる。その後大正時代に東側の滑落崖を形成し，昭和 14 年 7 月には大洪水の際に東側滑落崖の拡大と西側滑落崖の形成，寒河江川河原の延長 130mに渡る隆起が観測された。さらに昭和 16 年には東西の滑落崖を起点とする一大地すべりが発生し，昭和 28 年には寒河江川の侵食防止対策，地下水表面水の抜き取りによる対策が施された。昭和 35 年には建設省の地すべり防止区域の指定を受けた。その後，建設省，山形県砂防課により地すべり防止事業が実施され，昭和 44 年までに寒河江川の護岸工，集水井工，集水ボーリング工，水路工等が地すべり対策工として施工された。平成元年に地表地質調査を行ってから日本道路公団による山形自動車建設に伴う調査・検討が実施され，平成 8 年には地下水排除工が設置されている。本研究では，この地下水排除工設置前のデータを用い，排除工の影響を受けない状態で，タンクモデル法の有効性を見ている。

(iii) 調査結果の概要 [22)]

日本道路公団による解析ブロック上部周辺の踏査の結果，地層が 45° 程度の流れ盤構造となっていることが判明している。また，山頂付近（標高 340m）にも旧滑落崖を確認した。また，地表部は非常に乱れた状態であり，比較的新しい時期に地すべり変動が発生したものと考えられる。図 2.1-20 は水沢地区地すべりブロックの背面流域，図 2.1-21 には，地すべりブロックの地下水位観測地点の図を示す。図 2.1-20 にも示すように，当斜面では，背面流域からの流入降雨量が極めて大きいため，これを無視することができないと考える。したがって，タンクモデルによる解析を行う際には最上段タンクの背面流入量を考慮する必要がある。

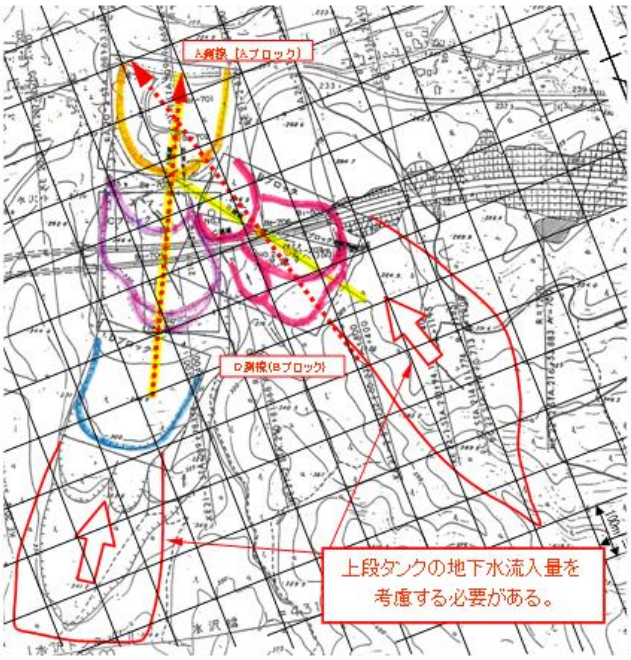


図 2.1-20　水沢地区地すべりブロックの背面流域　22)

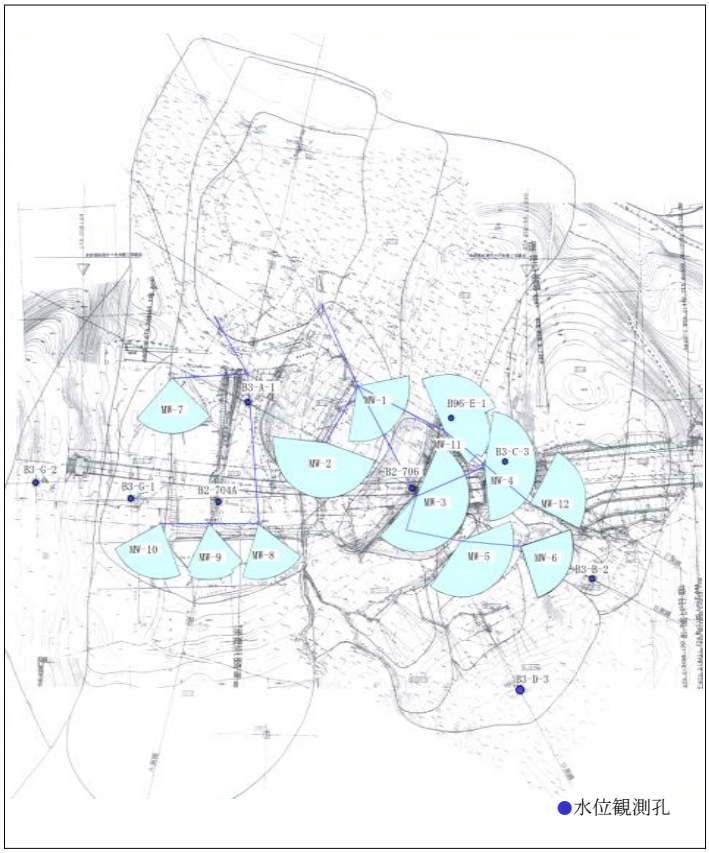


図 2.1-21　地すべりブロックの地下水位観測地点　22)

(iv) 現場における地下水位観測結果

図 2.1-22 は, 当地における実績降雨波形を示す[22)]。降雨波形について以下のような特徴が見られる。

- 雪の多く降る 1，2 月は降水量が少なく，3，4 月に降水量が急激に増える。これは山形県水沢地区が豪雪地帯であることと関係しており，3，4 月になって気温が 0 度を上回り融雪が始まるので降水量が多くなっている。この時期は急激に大量の降雨があったのと同じ状態になり，極めて危険な状態となる．また，7，8 月にも降雨量が増える。
- 1996 年に地下水排除工が設置されたことにより，1996 年 8 月付近で地下水位の下降が明確に見られる。先述したように本研究では，地下水排除工の影響を受けない，設置以前のデータでシミュレーションを行っている。

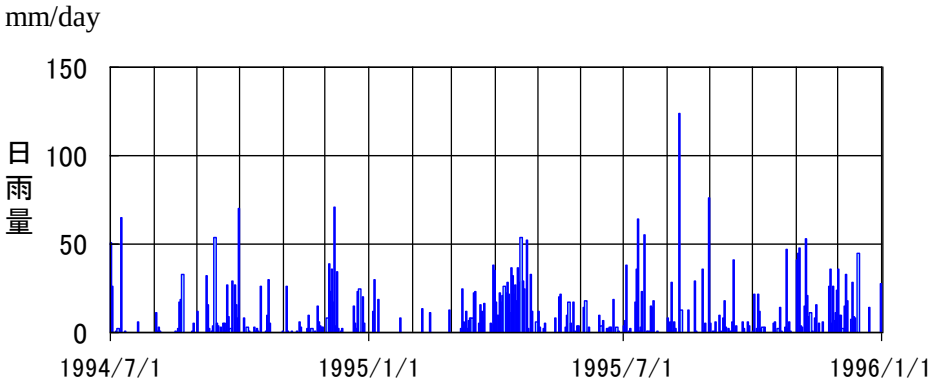


図 2.1-22　水沢地区の実績降雨波形 [22)]

(2) 解析内容

図 2.1-23 は，図 2.1-20 における B 側線 D ブロックの解析断面図を示す。図に示すように B3-D-5, B2-706，B3-D-1，B3-D-2，B3-D-3 のボーリング孔があり，赤色の点線は過去に地すべりがあった位置を示している[22)]。ボーリング孔 B3-D-3 の①に tank1, B3-D-1 の位置に tank2, B2-706 の位置に tank3, B3-D-5 の位置に tank4 を配置する。tank1 からの流出量は tank2 へ, tank2 からの流出量は tank3 へ, tank3 からの流出量は tank4 へと流入する。

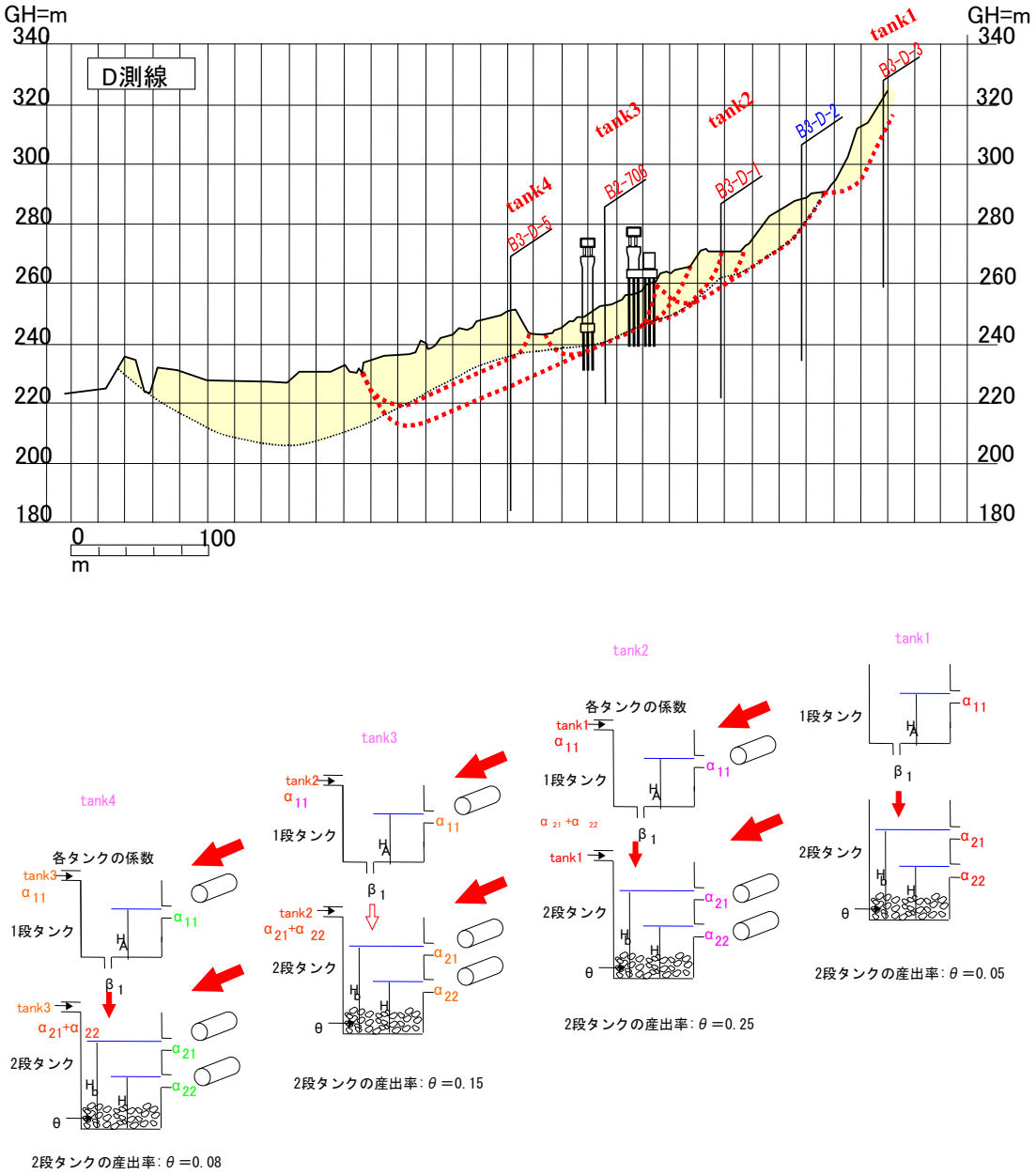


図 2.1-23　解析断面位置（D 側線）とタンクモデル

(3) 解析結果と考察

(i) タンクモデル係数の同定

2 段 1 次元タンクモデル係数の同定を，図 2.1-24 に示す作業フローに準じて，次のように行った。但し，各タンクのパラメータは図 2.1-23 に示すものである。

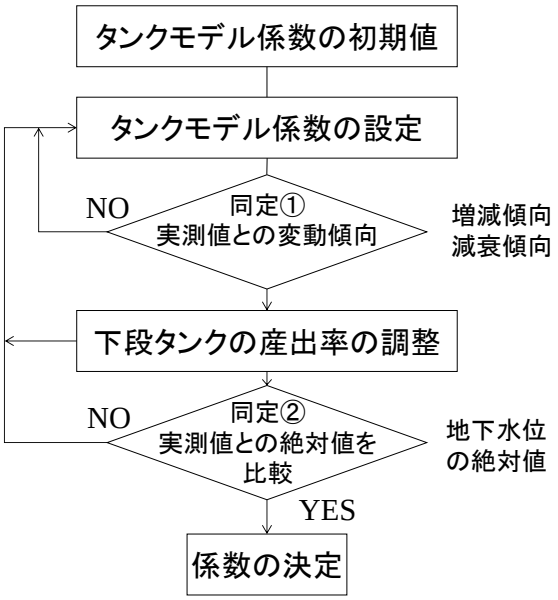
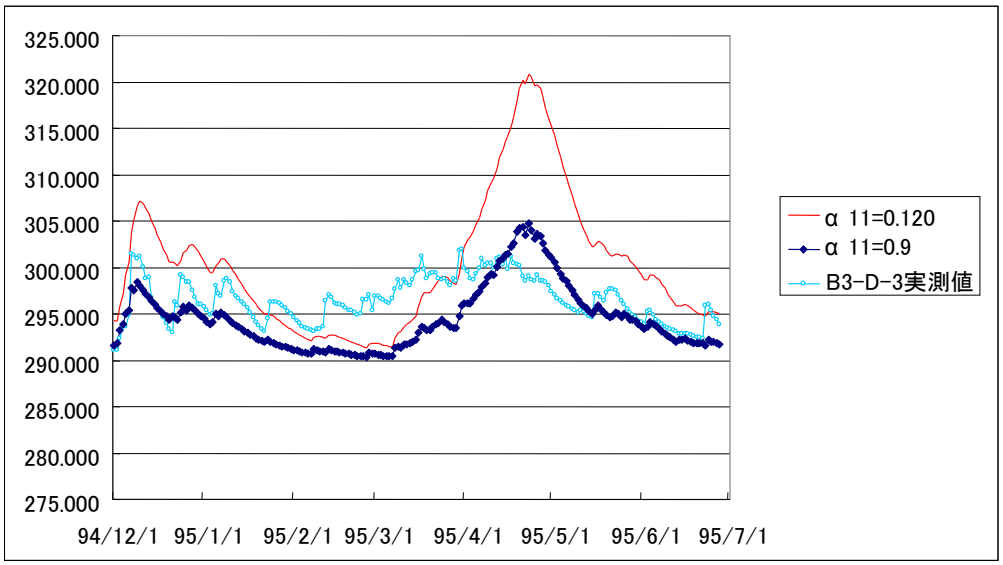


図 2.1-24　タンクモデル係数の同定フロー

雨が降り始めてからピークに達し，降り止むまでをひとつの区切りと考え，一つの区切りの中での水位が実測地下水位とほぼ一致するようにパラメータを決定する。図 2.1-25（その 1）～図 2.1-30（その 6）は，tank1 について 1994 年 12 月 1 日から 1995 年 7 月 1 日の区切りにおいてそれぞれのパラメータの感度分析を行った例を示す。こういった試行錯誤を繰り返すことにより，図 2.1-31 のようなタンクモデル係数と水位変動傾向が得られた。その傾向は以下の通りである。

A11=0.9, 0.12

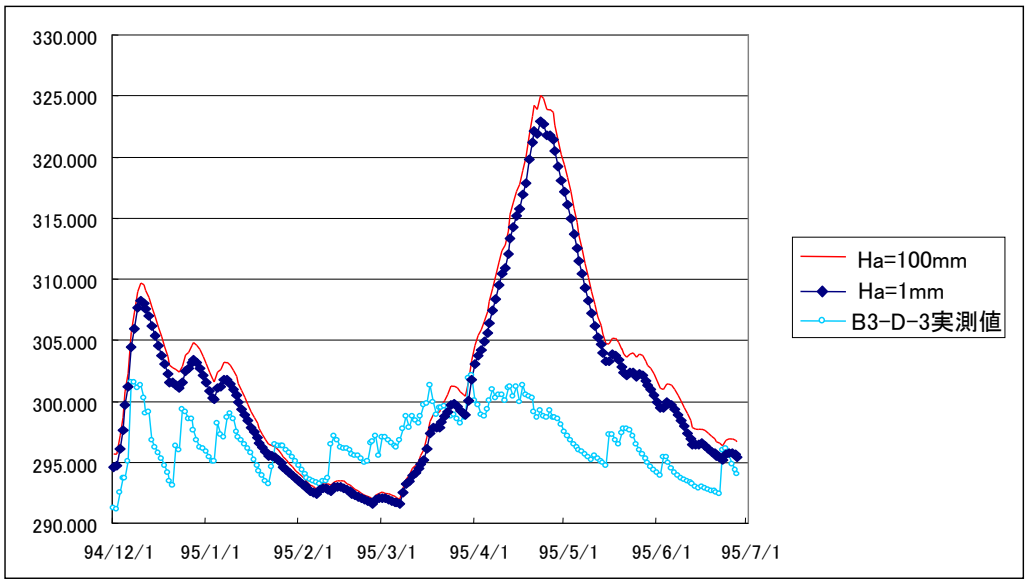


流出1:α_{11}=	**0.120**	流出1:α_{11}=	**0.900**
水位1:H_A=	1 mm	水位1:H_A=	1 mm
浸透孔:S_1=	0.350	浸透孔:S_1=	0.350

流出1:α_{21}=	0.120	流出1:α_{21}=	0.120
流出2:α_{22}=	0.020	流出2:α_{22}=	0.020
水位1:H_B=	40 mm	水位1:H_B=	40 mm
水位2:H_C=	5 mm	水位2:H_C=	5 mm
浸透孔:S_2=	0.000	浸透孔:S_2=	0.000
2段タンクの産出率:θ=	0.05	2段タンクの産出率:θ=	0.05

図 2.1-25　タンクモデル係数の同定（その１）

Ha=1mm,100mm

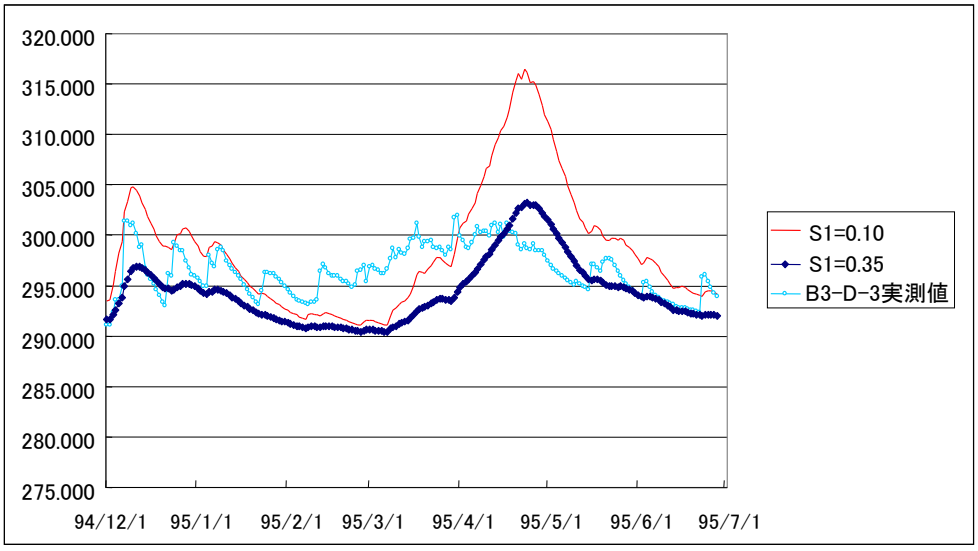


流出1:α_{11}=	0.900
水位1:H_A=	100mm
浸透孔:S_1=	0.350
流出1:α_{21}=	0.120
流出2:α_{22}=	0.020
水位1:H_B=	40 mm
水位2:H_C=	5 mm
浸透孔:S_2=	0.000
2段タンクの産出率:θ=	0.05

流出1:α_{11}=	0.900
水位1:H_A=	1 mm
浸透孔:S_1=	0.35
流出1:α_{21}=	0.120
流出2:α_{22}=	0.020
水位1:H_B=	40 mm
水位2:H_C=	5 mm
浸透孔:S_2=	0.000
2段タンクの産出率:θ=	0.05

図 2.1-26　タンクモデル係数の同定（その２）

S1=0.35.0.10

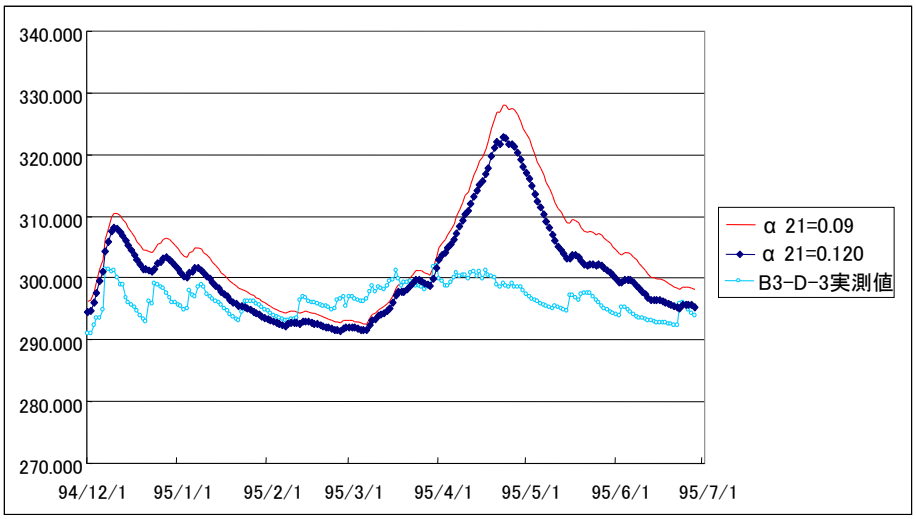


流出1:α_{11}=	0.900	流出1:α_{11}=	0.900
水位1:H_A=	1 mm	水位1:H_A=	1 mm
浸透孔:S_1=	**0.350**	浸透孔:S_1=	**0.40**

流出1:α_{21}=	0.120	流出1:α_{21}=	0.120
流出2:α_{22}=	0.020	流出2:α_{22}=	0.020
水位1:H_B=	40 mm	水位1:H_B=	40 mm
水位2:H_C=	5 mm	水位2:H_C=	5 mm
浸透孔:S_2=	0.000	浸透孔:S_2=	0.000
2段タンクの産出率:θ=	0.05	2段タンクの産出率:θ=	0.05

図 2.1-27　タンクモデル係数の同定（その３）

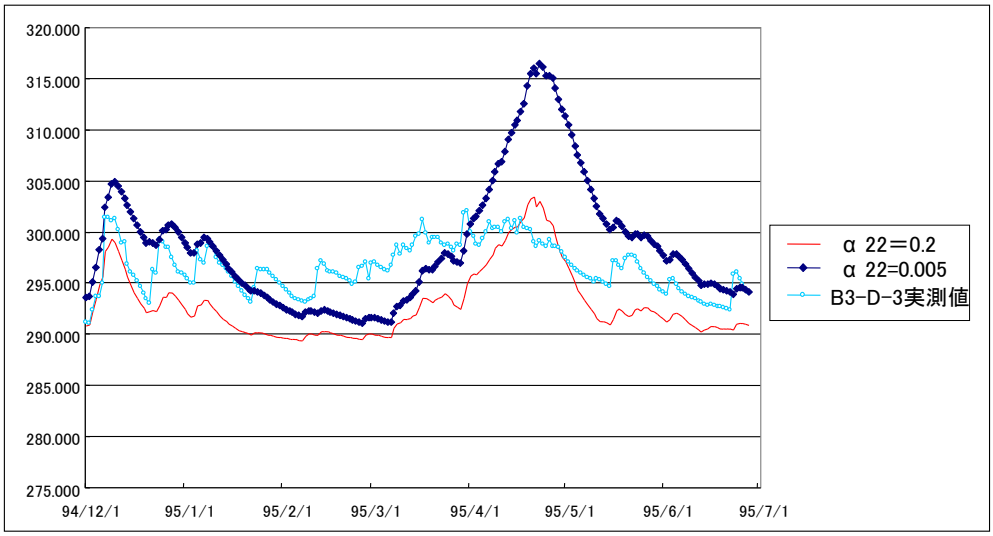
A21=0.120,0.09



流出1：α_{11}＝	0.900	流出1：α_{11}＝	0.900
水位1：H_A＝	1 mm	水位1：H_A＝	1 mm
浸透孔：S_1＝	0.350	浸透孔：S_1＝	0.350
流出1：α_{21}＝	**0.090**	流出1：α_{21}＝	**0.120**
流出2：α_{22}＝	0.020	流出2：α_{22}＝	0.020
水位1：H_B＝	40 mm	水位1：H_B＝	40 mm
水位2：H_C＝	5 mm	水位2：H_C＝	5 mm
浸透孔：S_2＝	0.000	浸透孔：S_2＝	0.000
2段タンクの産出率：θ＝	0.05	2段タンクの産出率：θ＝	0.05

図 2.1-28　タンクモデル係数の同定（その４）

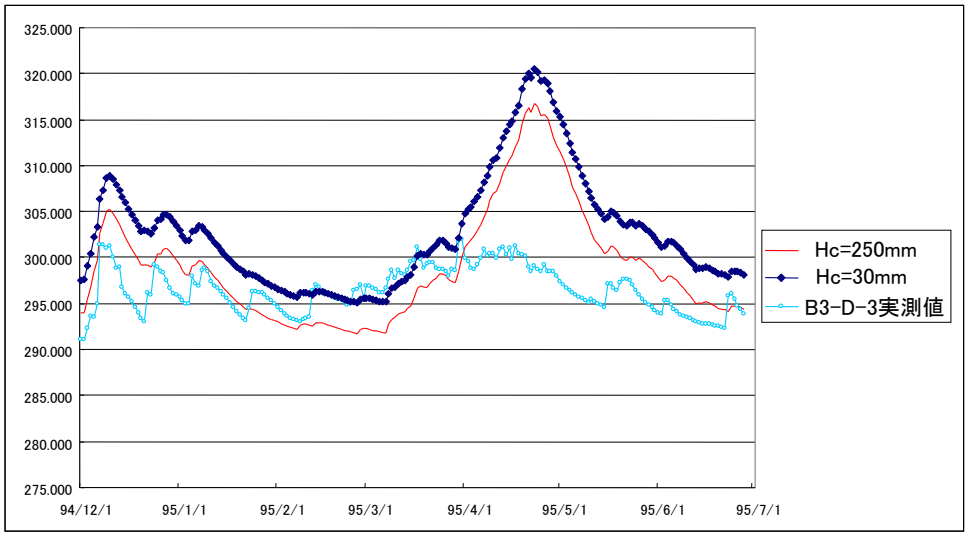
A22=0.2,0.005



流出1:α_{11}＝	0.900	流出1:α_{11}＝	0.900
水位1:H_A＝	1 mm	水位1:H_A＝	1 mm
浸透孔:S_1＝	0.350	浸透孔:S_1＝	0.350
流出1:α_{21}＝	0.120	流出1:α_{21}＝	0.120
流出2:α_{22}＝	**0.20**	流出2:α_{22}＝	**0.005**
水位1:H_B＝	40 mm	水位1:H_B＝	40 mm
水位2:H_C＝	5 mm	水位2:H_C＝	5 mm
浸透孔:S_2＝	0.000	浸透孔:S_2＝	0.000
2段タンクの産出率:θ＝	0.05	2段タンクの産出率:θ＝	0.05

図 2.1-29　タンクモデル係数の同定（その５）

Hc=250mm,30mm



流出1：α_{11}＝	0.900
水位1：H_A＝	1 mm
浸透孔：S_1＝	0.350

流出1：α_{11}＝	0.900
水位1：H_A＝	1 mm
浸透孔：S_1＝	0.350

流出1：α_{21}＝	0.120
流出2：α_{22}＝	0.020
水位1：H_B＝	300 mm
水位2：H_C＝	**250** mm
浸透孔：S_2＝	0.000
2段タンクの産出率：θ＝	0.05

流出1：α_{21}＝	0.120
流出2：α_{22}＝	0.020
水位1：H_B＝	300 mm
水位2：H_C＝	**30** mm
浸透孔：S_2＝	0.000
2段タンクの産出率：θ＝	0.05

図 2.1-30　タンクモデル係数の同定（その６）

図 2.1-31（A）のような場合，α_{21} を大きくすれば計算値のグラフが左に移行する。図 2.1-31（B）では，α_{11}，α_{21}，α_{22}，H_C を大きくするか H_B を小さくすればよい。図 2.1-31（C），（D）のような場合では，α_{22} を大きくするか，S_1，H_A，H_B を小さくする。図 2.1-31（E）のような場合，α_{21} を小さくすればよい。

以上のような傾向を踏まえて，まず区切りの始点と終点における水位がほぼ一致するように初期パラメータを設定する。この時，上段タンクの係数である α_{11} や S_1 を小さくしたり，H_A を小さくしたりすると，計算地下水位が実測値に較べて大きくなる。上段タンクを設けることにより地下水位とは別に地表流を考え，上段のパラメータを考えることができる。

初期パラメータ決定後，細かい水位変動が一致するように少しずつパラメータを修正していく。この際，下段タンクの側方孔のパラメータを変えることにより実際の値に近づく傾向が見受けられる。したがって，タンクモデルは側方孔を増やすことにより，複雑な水位変動をあらわすことができると考えられる。

以上のような繰り返し計算を他の区間においても試行錯誤的に行い，1 つのタンクの係数を同定する。係数が決定したタンクからの流出量を 1 つ下流に値するタンクへの流入量とし，同様の手順を踏んでタンク係数を決定する。図 2.1-32 に，tank1 から tank4 までの係数同定結果を示す。波形の大きな変動傾向は再現できている。このようにパラメータを同定することにより，タンクモデルは実測水位と近い

水位変動を表せすことが可能である。厳密に波形が一致していない部分は融雪による影響を考慮することにより改善できると考える。

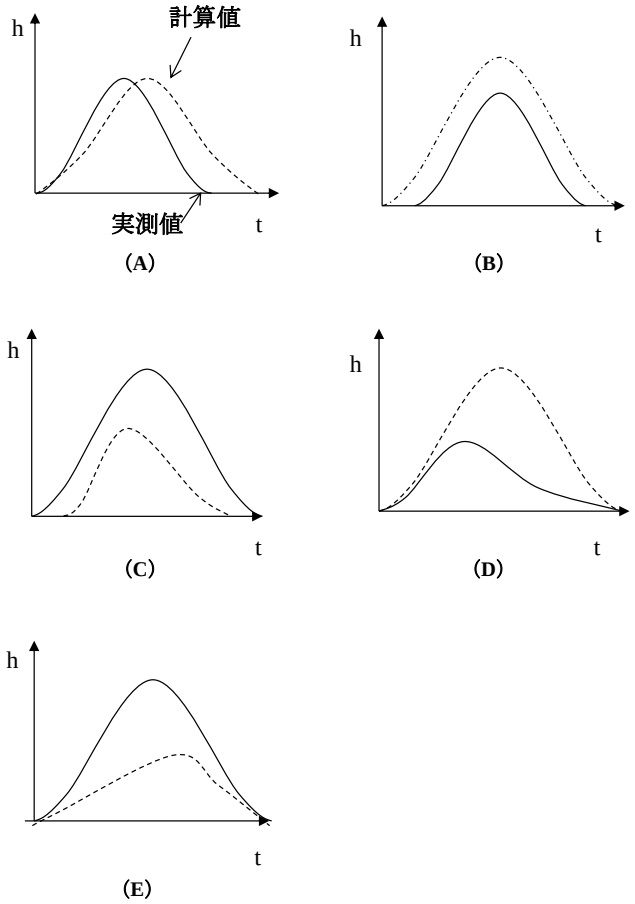


図 2.1-31　タンクモデル係数と水位変動傾向

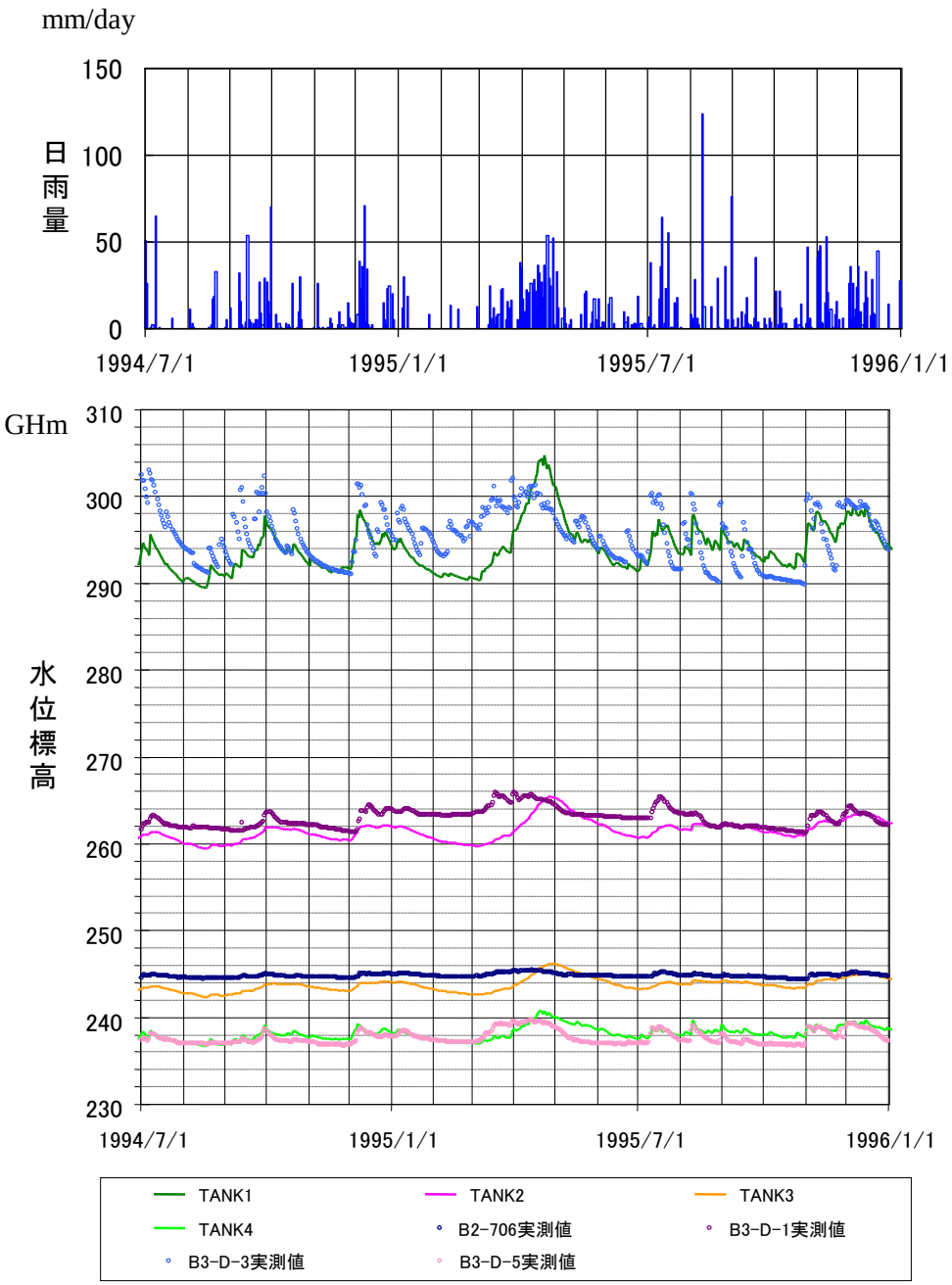


図 2.1-32　水沢地区の実測地下水位とタンクモデルによる比較

2.2 飽和・不飽和浸透流解析の理論

2.2.1 数値解析による地下水挙動把握の重要性

斜面における地下水の流れを再現するだけではなく，将来の降雨時における危険を予測するためには，地下水系の挙動を正確に予測することが求められる。そのためには，正しく解析領域をモデル化し，揚水や涵養などの水文学的負荷の空間的・時間的な傾向，地下水位の過去および将来の傾向，地下水流動系内の空間的多様性を座標軸のある体系に記述しなければならない。すなわち，地下水問題に関係する多数の要素を定量化した厳密な評価法が必要であり，そのための解析手法として数値解析法が必要不可欠である。

2.2.2 有限要素法を用いた飽和・不飽和浸透流解析

地下水流の数値解析法の代表としては，差分法[6]と有限要素法[23]が挙げられる。差分法は解析対象に規則的な格子を作成して微分商を格子点での未知関数値の差分に置き換え，偏微分方程式を近似しようとするものである。また，有限要素法は計算の手順などは差分法と大差がないが，要素の区分方法が 3 角形，4 角形など任意でよい。それ故，境界の形に沿って自由に条件を与えられ，解析領域内の不均質性や異方性のモデル化も容易である。また，差分法では不飽和領域の実用的な数値解析は開発されていないが，有限要素法では大西等[24]により開発されているので，ダム等により急激に水位が変動する場合や降雨浸透などの不飽和領域が関係する際の地下水挙動の解析が可能である。したがって現在では，飽和・不飽和浸透流解析法として有限要素法が多用されている。

本解析手法の支配方程式は水を流す媒体（帯水層）が基本的に連続体であるという仮定のもと水の連続式とダルシーの法則から導かれる。また，従来の有限要素法による不圧地下水の浸透解析では，自由地下水面の位置を決定する手法に多くの研究努力がなされていたが，現在では，全水頭を圧力水頭と位置水頭の和であるとし，飽和領域では圧力水頭が正，不飽和領域では負と仮定する。この定義により，飽和領域と不飽和領域の境界である自由地下水面は圧力水頭が 0 の点を連ねた面と定められ，解析領域内の自由地下水面の変動を容易に知ることができる。

2.2.3 飽和・不飽和浸透流解析の支配方程式[25, 26]

ここでは，飽和・不飽和浸透流解析の支配方程式を誘導する。

(1) 質量保存側

最初に，control volume と称される図 2.2-1 に示されるような微小立方体を考える。この立方体はこれからの議論における地下水および地下水流動媒体のあらゆる特性を有するものと考える。
この立方体内を流れが通過し，その成分を xyz 直交座標の三成分に分割して整理すると，立方体の各軸直交面を通過する流れは図 2.2-1 のようにあらわすことができる。

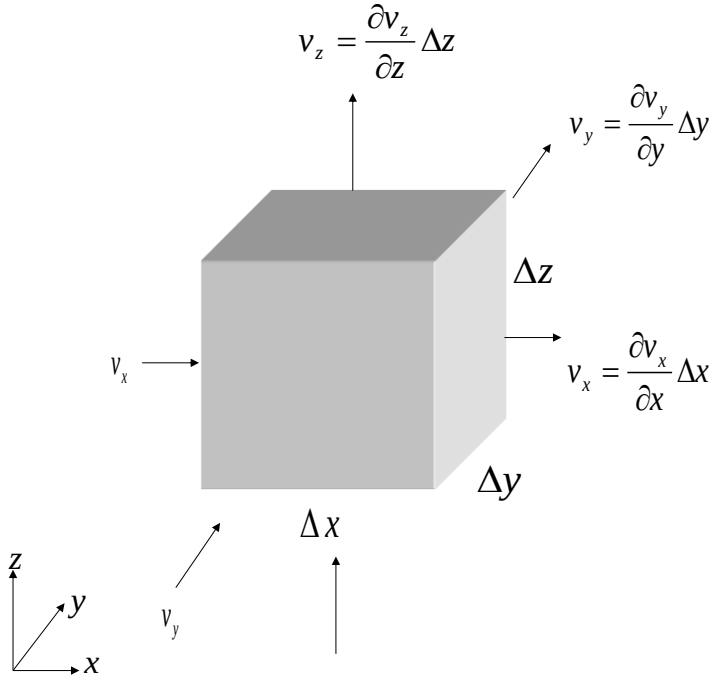


図 2.2-1　Control Volume

ここで，上流側から流入した 1 成分方向の流れ（例えばv_x）は control volume を通過する間に成分方向の増分項$\left[(\partial v_x / \partial x)\Delta x\right]$だけ変化することを示している。次に Istok(1989)の解説を引用する。

流入（あるいは上流）側で(ρv_x)の質量流入を有する流れが，微小区間Δx 間に速度変化を受けた場合，流出（あるいは下流）側では Talor 展開を適用すると次式で表すことができる。

$$\rho v_x + \frac{\partial}{\partial x}(\rho v_x)\Delta x + \frac{\partial^2}{2!\partial x^2}(\rho v_x)(\Delta x)^2 + \frac{\partial}{3!\partial x^3}(\rho v_x)(\Delta x)^3 + \frac{\partial}{4!\partial x^4}(\rho v_x)(\Delta x)^4 + \ldots$$

数式 2.2-1

ここで，ρ は流体密度を表す。

上式で用いられることの多い「微小区間Δx では高次のべき乗項は無視できる」という仮定を導入すると，2 次のべき乗項以降はキャンセルされ，流出側の質量流速成分は，次式となる。

$$\rho v_x + \frac{\partial}{\partial x}(\rho v_x)\Delta x$$

数式 2.2-2

さらに，体積内で単位体積あたりの排水，注入項q（>0 で排水)を導入，単位時間当たりの流出入流量を 3 方向成分について統計すると，この体積内での質量保存則から以下の連続式が得られる。

$$\rho v_x \Delta y \Delta z + \rho v_y \Delta z \Delta x + \rho v_z \Delta x \Delta y$$
$$-\left(\left(\rho v_x + \frac{\partial \rho v_x}{\partial x}\Delta x\right)\Delta y \Delta z + \left(\rho v_y + \frac{\partial \rho v_y}{\partial y}\Delta y\right)\Delta z \Delta x + \left(\rho v_z + \frac{\partial \rho v_z}{\partial z}\Delta z\right)\Delta x \Delta y\right)$$
$$-\rho q \Delta x \Delta y \Delta z = \frac{\partial}{\partial t}(\rho S_w n)\Delta x \Delta y \Delta z$$

数式 2.2-3

ここで，S_w は飽和度，n は有効間隙率，q は体積内の単位体積あたりの排水/注入流量$[L^3/TL^3]$（排水時，$q>0$）

また，Sw および n は次式の定義である。

$$S_w = \frac{V_w}{V_v} \qquad n = \frac{V_v}{V}$$

但し，V_w：含水体積　　V_v：空隙体積

さらに，単位体積あたりでは，$V=1$として，

$$S_w n = \frac{V_w}{V_v}\frac{V_v}{V} = \frac{V_w}{V} = V_w$$

となりこれは，「左辺第一項の流入量から，第二項の流出量と第三項の排水流量を差し引くと，右辺項が残留(貯留)する。」ということを示している。

数式 2.2-3 を整理し，両辺を立方体体積($V \equiv \Delta x \Delta y \Delta z$)で除し，単位体積あたりの収支を見ると，

$$-\frac{\partial \rho v_x}{\partial x} - \frac{\partial \rho v_y}{\partial y} - \frac{\partial \rho v_z}{\partial z} - \rho q = \frac{\partial}{\partial t}\left(\rho S_w n\right)$$

数式 2.2-4

となる。

(2) 運動の式と透水係数テンソル

ここで，Darcy 則を運動の式として左辺流速項 v に適用して，水頭 h を導入する。
Bear によると Darcy 則は二次の透水係数テンソルを用いて，以下のように一般化される。

$$\begin{Bmatrix} v_x \\ v_y \\ v_z \end{Bmatrix} = -\begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yz} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \dfrac{\partial h}{\partial x} \\ \dfrac{\partial h}{\partial y} \\ \dfrac{\partial h}{\partial z} \end{Bmatrix}$$

数式 2.2-5

この透水係数テンソルは対照性($K_{xy}=K_{yx}, K_{yz}=K_{zy}, K_{xz}=K_{zx}$)を持つ。

(3) 支配方程式

数式 2.2-5 で表される流速 v を数式 2.2-4 に代入し，右辺を水頭 h の微分項で表すと次式を得る。

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\rho K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}+\rho K_{xy}\frac{\partial h}{\partial y}+\rho K_{xz}\frac{\partial h}{\partial z}\right)$$
$$+\frac{\partial}{\partial y}\left(\rho K_{yz}\frac{\partial h}{\partial x}+\rho K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}+\rho K_{yz}\frac{\partial h}{\partial z}\right) \quad \text{数式 2.2-6}$$
$$+\frac{\partial}{\partial z}\left(\rho K_{zx}\frac{\partial h}{\partial x}+\rho K_{zy}\frac{\partial h}{\partial y}+\rho K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z}\right)-\rho q=\frac{\partial}{\partial t}(\rho S_w n)=\frac{\partial}{\partial h}(\rho S_w n)\frac{\partial h}{\partial t}$$

は総和規約を用いると以下のように簡略化できる。

$$\frac{\partial}{\partial x_i}\left(\rho K_{ij}\frac{\partial h}{\partial x_j}\right)-\rho q=\frac{\partial}{\partial h}\left(\rho S_w n\right)\frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{数式 2.2-7}$$

$$i, j = 1,2,3(1：\mathrm{x},\ 2：\mathrm{y},\ 3：\mathrm{z})$$

数式 2.2-7 の各微分項を整理する。左辺では，

$$\frac{\partial}{\partial x_i}\left(\rho K_{ij}\frac{\partial h}{\partial x_j}\right)=\frac{\partial \rho}{\partial x_i}\cdot K_{ij}\frac{\partial h}{\partial x_{ij}}+\rho\frac{\partial}{\partial x_i}\left(K_{ij}\frac{\partial h}{\partial x_j}\right) \quad \text{数式 2.2-8}$$

ここで，流体密度 ρ は空間について一定(非圧縮性および微小体積内均質性より)であるとすると，上式右辺第一項は 0 となる。よって，数式 2.2-8 は次のようになる。

$$\frac{\partial}{\partial x_i}\left(\rho K_{ij}\frac{\partial h}{\partial x_j}\right)=\rho\frac{\partial}{\partial x_i}\left(K_{ij}\frac{\partial h}{\partial x_j}\right) \quad \text{数式 2.2-9}$$

また，数式 2.2-7 の右辺時間微分項($\partial h/\partial t$)の係数項は以下のようになる。

$$\frac{\partial}{\partial h}\left(\rho S_w n\right)=\rho S_w\frac{\partial}{\partial h}(n)+S_w n\frac{\partial}{\partial h}(\rho)+\rho n\frac{\partial}{\partial h}(S_w) \quad \text{数式 2.2-10}$$

数式 2.2-10 の各項に以下の貯留性の解釈を適用する。

① $\rho S_w\dfrac{\partial}{\partial h}(n)$ について

以下の議論は，飽和媒体内の水頭変化による空隙変化とこれに伴う排水/貯留を検討するものとし，不飽和状態ではこの変化は考慮しないものとする。

水頭変化に対する有効応力変化 $d\sigma_e$ は次式で表すことができる。

$$d\sigma_e=-\rho g d\psi \quad \text{数式 2.2-11}$$

ここで，ψ は圧力水頭[L]であり，全水頭 h [L]，位置水頭 z [L]とは次式の関係である。

$$\psi=h-z=d\psi=dh-dz=dh \quad (\because dz=0) \quad \text{数式 2.2-12}$$

よって数式 2.2-11 は次式となる。

$$d\sigma_e = -\rho g dh$$ 数式 2.2-13

また，多孔質媒体の圧縮率αは有効間隙率と以下の関係がある。

$$dV_w = -dV = \alpha V d\sigma_e$$ 数式 2.2-14

さらに，単位体積であるので V=1 であり，有効応力の増分の定義式を代入すると以下となる。また，単位水頭変化として dh=－1 とする。

$$dV_w = \alpha V d\sigma_e = \alpha \rho g$$ 数式 2.2-15

流体の微小な圧縮率を求め，この圧縮率 C_w とすると，これまでと同じ手順で dV_w は次式となる。

$$dV_w = -c_w V_w dp = c_w n \rho g$$ 数式 2.2-16

ここで，媒体の圧縮は飽和状態(S_w=1)でのみ生じるとしている。

土粒子骨格構造の弾性変形と微小な水の圧縮性に由来する dV_w を合算すると以下となる。

$$\frac{dn}{dh} = \frac{dV_w}{dh} = \rho g(\alpha + nc_w) = S_s$$ 数式 2.2-17

[1/L]

② $S_w n \frac{\partial}{\partial h}(\rho)$ について

流体を比圧縮性(ρ=constant)とみると，微分項は 0 となる。

③$\rho n \frac{\partial}{\partial h}(S_w)$ について

$$n\frac{\partial}{\partial h}(S_w) = \frac{\partial}{\partial h}(nS_w) = \frac{\partial}{\partial h}\left(\frac{V - V_s}{V}\frac{V_w}{V - Vs}\right) = \frac{\partial}{\partial h}\left(\frac{V_w}{V}\right) = \frac{\partial \theta}{\partial h}$$ 数式 2.2-18

ここで，V は全媒体体積[L^3]，V_s は土粒子部分の体積[L^3]，V_w は含水部分の体積[L^3]，θ は体積含水率[－]である。

よってこれらをまとめると次式を得る。

$$\rho\frac{\partial}{\partial x_i}\left(K_{ij}\frac{\partial h}{\partial x_j}\right)-\rho q=\rho\left(\beta S_s+\frac{\partial\theta}{\partial h}\right)\frac{\partial h}{\partial t}$$ 数式 2.2-19

流体密度が一定であるので，上式両辺を ρ で除し以下の基礎方程式を誘導できる。

$$\frac{\partial}{\partial x_i}\left(K_{ij}\frac{\partial h}{\partial x_j}\right)-q=\left(\beta S_s+\frac{\partial\theta}{\partial h}\right)\frac{\partial h}{\partial t}$$ 数式 2.2-20

ここで，β は以下のように定義される。

β=0：不飽和領域，　1：飽和領域

さらに，土質試験では，不飽和特性は$(\theta-h)$関係より$(\theta-\varphi)$関係で得られるものが一般的であること（図 2.2-2 参照）から，基礎方程式は全水頭 h によるものではなく圧力水頭 φ によるものの方が扱いやすい。

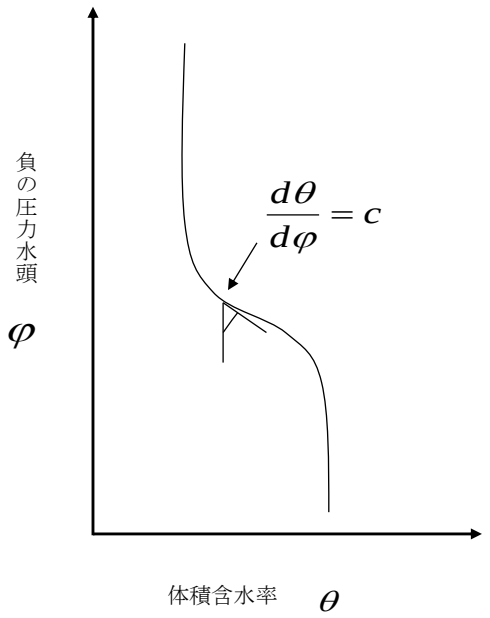


図 2.2-2　負の圧力水頭と体積含水率の関係

両水頭の関係は数式 2.2-12 で示され，これを数式 2.2-20 に代入すると次のようになる。

$$\frac{\partial}{\partial x_i}\left(K_{ij}\frac{\partial\varphi}{\partial x_j}+K_{i3}\right)-q=\left(\beta S_s+\frac{\partial\theta}{\partial\varphi}\right)\frac{\partial\varphi}{\partial t}$$ 数式 2.2-21

但し，比水分容量 $d\theta/d\varphi\equiv c(\varphi)$ とする．また，透水係数を不飽和領域にまで拡張定義し，透水係数 K は飽和透水係数(地盤依存) K^s と相対透水係数(飽和度依存) K_r の積で表すとする($K\equiv K_rK^s$)。すると数式 2.2-21 は以下のようになる。

$$\frac{\partial}{\partial x_i}\left(K_r\left(K_{ij}{}^s\frac{\partial\varphi}{\partial z}+K_{i3}{}^s\right)\right)-q=(\beta S_s+c)\frac{\partial\varphi}{\partial t}$$ 数式 2.2-22

あるいは

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_r\left(K_{xx}{}^s\frac{\partial\varphi}{\partial x}+K_{xy}{}^s\frac{\partial\varphi}{\partial y}+K_{xz}{}^s\left(\frac{\partial\varphi}{\partial z}+1\right)\right)\right)$$

$$+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_r\left(K_{yx}{}^s\frac{\partial\varphi}{\partial x}+K_{yy}{}^s\frac{\partial\varphi}{\partial y}+K_{yz}{}^s\left(\frac{\partial\varphi}{\partial z}+1\right)\right)\right)$$ 数式 2.2-23

$$+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_r\left(K_{zx}{}^s\frac{\partial\varphi}{\partial x}+K_{zy}{}^s\frac{\partial\varphi}{\partial y}+K_{zz}{}^s\left(\frac{\partial\varphi}{\partial z}+1\right)\right)\right)-q=(\beta S_s+c)\frac{\partial\varphi}{\partial t}$$

数式 2.2-22 あるいは数式 2.2-23 を支配方程式と呼ぶ。

上式を時間的，空間的に離散化し，初期条件，境界条件を基に圧力水頭(φ)の分布を求める。

(4) 境界条件および初期条件

(i) 境界条件

浸透解析で考慮されることの多い境界条件として以下のものがある。

(a) 既知水頭境界

既知水頭境界では水頭値を変量とは扱わず，指定された経過時間に対応した既知量を強制的に水頭値として指定するものである。これをディリクレ条件という。

$$h(x,t)=H_b(x,t)$$ 数式 2.2-24

ただし，H_bは既知水頭の位置（x）と時間（t）に関する関数である。

既知水頭を導入する地点は任意ではなく，位置が明確な地点であるから，圧力水頭に関しても同様の条件が設定できる。

$$\varphi(x,t)=\varphi_b(x,t)$$ 数式 2.2-25

ただし，φ_b は既知圧力水頭の時間に対する関数である。

(b) 既知流量境界

流量値を境界条件とするもので，境界面を通過する流量で規定される。

$$K_r\left(K_{ij}{}^s\frac{\partial\varphi}{\partial x_j}+K_{i3}{}^s\right)n_i=-V(x_i,t)$$ 数式 2.2-26

ここで，Vは境界面を通過する流速，n_iは境界面に垂直なベクトルの i座標方向成分である。これをノイマン条件という。

(c) 浸出面境界

浸出面境界は飽和・不飽和浸透解析特有のものである。

この条件がとられる境界面では，初期は不飽和状態にあり水の出入りが見られないが，後に浸透系内の浸潤によって飽和状態になり系より外部へ流出が見られる。

またはこの逆で，初期に飽和状態にあり，外部への流出が見られるものの，後に浸透系内の浸潤面後退に伴って不飽和状態になり，水の出入りが見られなくなる場合もある。(図 2.2-3)

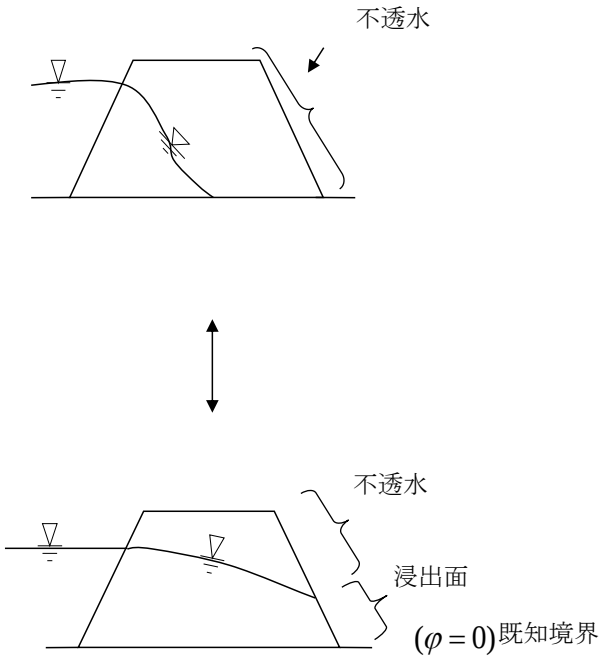


図 2.2-3　浸出面境界

数式では以下の条件式が適用できる。

$\varphi \geq 0$の時，φ＝(大気圧)とした既知水頭境界に変更する。$\varphi < 0$の時，不透水境界条件に変更する。このように，浸出面境界は面上の間隙水圧値の正負によって条件を定水圧と不透水に変更するものである。この切り替えは非線形条件として扱われるため，理論的に解くことは極めて困難であり，逐次計算による収束過程を持った数値解析の有効性が発揮される。

(ii)　初期条件

非定常(時間とともに水頭分布が変化する)問題では，計算開始段階での水頭分布を設定する必要がある。

$$h(x,t=0) = H_0(x) \qquad \text{数式 2.2-27}$$

ここで H_0は既知水頭の位置に対する関数である。
圧力水頭に対しても同様の条件が定義される。

$$\varphi(x,t=0) = \varphi_0(x) \qquad \text{数式 2.2-28}$$

ここでφ_0は既知圧力水頭の位置に対する関数である。

2.2.4 飽和多孔質媒体中における多成分混合溶液の拡散と浸透

ここでは，前項までの浸透の理論を拡張し，飽和多孔質媒体中における多成分混合溶液の拡散問題と浸透問題について検討する。これまではこれらの問題は別理論として扱われてきたが，連続体力学理論の質量保存則に基づいて拡散・浸透問題を統一的に記述できることを示す[27)]。

多孔質媒体中における浸透・圧密・拡散等の問題は，多くの研究者によって様々な側面から研究成果が発表されている（例えば，Bear and Verruijt[28)]や Coussy[29)]等）。

浸透と拡散現象を記述する方程式は，ともに質量保存側に基礎をおいているはずにもかかわらず，これまで統一的に記述する試みはなされておらず，拡散問題と浸透問題はまったく別に取り扱われてきた。

そこで，多成分混合溶液が多孔質媒体中を拡散し，また，浸透・圧密現象を巻き起こす問題について，混合体理論の立場から考察し，両者が統一的に記述できることを示す。固体表面への吸着現象については，ソース項，分配係数，吸着等温式の各概念で導入して解析する方法を説明する。また，拡散に関わる Fick 則と吸着に関わる等温吸着式について，考察を加える。なお，記号（!α）はαについての和をとらないことを意味する。

(1) 飽和多孔質体中における多成分溶液の拡散・浸透

飽和多孔質媒体の中を混和性の N-成分からなる混合溶液が拡散し，同時に固体構造骨格の体積変形を伴って浸透する問題を考える。溶媒・溶質という立場からすると，溶液の第 1 成分が溶媒，それ以外は溶質と考えれば良い。多孔質の空隙率は n とする。

(i) 多成分混合溶液の拡散・浸透方程式

多孔質体が占める領域Ωの境界δΩから溶液のα-成分が質量流速q_α^mで供給されるとする。また，多孔質体中のミクロレベルにおける固液境界面をΓ_{fs}，溶液から固体表面に吸着された α-成分の単位面積あたりの質量流速をς_αとする。α-成分の質量保存則は

$$\frac{d}{dt}\int_\Omega n\rho_\alpha dv = \int_{\partial\Omega} q_\alpha^m \cdot n ds + \int_\Omega n\dot{\gamma}_\alpha\, dv - \int_{\Gamma fs} \varsigma_\alpha \cdot n ds \qquad \text{数式 2.2-29}$$

と書ける。ここで，ρ_αは溶液中の α-成分の質量密度，$\dot{\gamma}_\alpha$は溶液中における α-成分の単位体積あたりの湧き出し項（反応等によって生成・消滅する量），n は面上の外向き単位法線ベクトルである。Reynolds の輸送定理を適用すると，この質量保存則は局所系で

$$\frac{d(n\rho_\alpha)}{dt} + \nabla\cdot(n\rho_\alpha v_\alpha - q_\alpha^m) = n\dot{\gamma}_\alpha - \varsigma_\alpha^* \cdot (!\alpha) \qquad \text{数式 2.2-30}$$

と書かれる。ここで，v_αは α-成分の粒子速度であり，$\overset{*}{\varsigma}_\alpha$は数式 2.2-29 の右辺第 3 項から評価された体積吸着率である。なお，粒子速度v_αはこの質量保存則のみでは決めることができず，何らかの形で運動量保存則を導入する必要があることを注意しておく。

数式 2.2-30 を分子量m_αで割ると，体積モル濃度

$$c_\alpha = \frac{n\rho_\alpha}{m_\alpha}(!\alpha) \qquad \text{数式 2.2-31}$$

に関するつぎの支配方程式が得られる（c_αは多孔質体の固液併せた体積に対する濃度になっていることに注意）

$$\frac{\partial c_\alpha}{\partial t} + \nabla\cdot(c_\alpha v_\alpha - \bar{q}_\alpha^m) = n\bar{\dot{\gamma}}_\alpha - \bar{\varsigma}_\alpha^* \cdot (!\alpha) \qquad \text{数式 2.2-32}$$

$$\bar{q}_\alpha^m = \frac{q_\alpha^m}{m_\alpha}, \qquad \bar{\dot{\gamma}}_\alpha = \frac{\dot{\gamma}_\alpha}{m_\alpha}, \qquad \bar{\varsigma}_\alpha^* = \frac{\varsigma_\alpha^*}{m_\alpha} \cdot (!\alpha)$$ 数式 2.2-33

数式 2.2-30 の α に関する和をとると，溶液中の反応による質量変化項は互いに打ち消しあって零になるので，全質量保存則

$$\frac{\partial(n\rho)}{\partial t} + \nabla \cdot (n\rho v - q^m) = \frac{\partial(n\rho)}{\partial t} + n\rho \nabla \cdot v - \nabla \cdot q^m = -\varsigma^*$$ 数式 2.2-34

$$q^m = \sum_{\alpha=1}^{N} q_\alpha^m, \qquad \varsigma_\alpha^* = \sum_{\alpha=1}^{N} \varsigma_\alpha^*$$ 数式 2.2-35

を得る。ここで，溶液の質量密度 ρ と平均流速 v は

$$\rho = \sum_\alpha \rho_\alpha, \qquad v = \sum_\alpha \frac{\rho_\alpha}{\rho} v_\alpha = \sum_\alpha w_\alpha v_\alpha$$ 数式 2.2-36

としている。いま，溶液は希薄であるとすると，$\left|\zeta^*\right| << 1$であり，

$$\frac{d(n\rho)}{dt} + n\rho \nabla \cdot v - \nabla \cdot q^m = 0$$ 数式 2.2-37

としてよい。

α-成分の拡散質量流速（diffusion mass flux）j_αを

$$j_\alpha = n(\rho_\alpha v_\alpha - \rho v - \rho^* v^*)(!\alpha)$$ 数式 2.2-38

と定義する。ここで，v*は固定部の速度（後述），ρ_α は固体部の密度であるが，振動問題を除けば固体部は動かないと考えて良いので，通常は

$$j_\alpha = n(\rho_\alpha v_\alpha - \rho v)(!\alpha)$$ 数式 2.2-39

とすることが多い。いずれにしろ，質量流速 j_αを用いると，数式 2.2-30 は

$$\frac{\partial(n\rho_\alpha)}{\partial t} + \nabla \cdot j_\alpha + \nabla \cdot (n\rho v) - \nabla q_\alpha{}^m = n\dot{\gamma}_\alpha - \varsigma_\alpha{}^*$$ 数式 2.2-40

となる。または，濃度で書くと

$$\frac{\partial c_\alpha}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{j}_\alpha + \nabla \cdot (n\bar{\rho}_\alpha v) - \bar{q}_\alpha{}^m = n\bar{\dot{\gamma}}_\alpha - \bar{\varsigma}_\alpha{}^*$$ 数式 2.2-41

$$\bar{j}_\alpha = \frac{j_\alpha}{m_\alpha} = c_\alpha v_\alpha - \bar{c}_\alpha v \qquad (!\alpha)$$ 数式 2.2-42

$$\bar{c}_\alpha = \frac{n\rho}{m_\alpha} = n\bar{\rho}_\alpha, \qquad \bar{\rho}_\alpha = \frac{\rho}{m_\alpha}$$ 数式 2.2-43

である。j_αは拡散濃度流速である。

(ii) 非圧縮性溶液の拡散と浸透問題

固体骨格中を流れる多成分混合帯溶液が全体で非圧縮（ρ=一定）であれば，数式 2.2-41 は，

$$\frac{\partial c_\alpha}{\partial t}+\nabla\cdot\bar{j}_\alpha+\bar{\rho}_\alpha\nabla\cdot(nv)-\bar{q}_\alpha{}^m=n\dot{\bar{\gamma}}_\alpha-\bar{\varsigma}_\alpha{}^* \qquad \text{数式 2.2-44}$$

と書かれる。この非圧縮条件の下で，全質量保存則数式 2.2-37 は

$$\rho\frac{dn}{dt}-\nabla\cdot(q^m-nqv)-qv\cdot\nabla n=0 \qquad \text{数式 2.2-45}$$

とすることができる。重力の影響を受けて層状地盤の空隙率 n が鉛直方向の関数となっているような場合には，数式 2.2-44 を用いなければならないのは，当然である。

数式 2.2-44 または数式 2.2-45 が圧密問題における浸透場に対応している。空隙率の時間変化 dn/dt は体積ひずみの時間変化 d ε_v/dt に置き換えられる。

多孔質媒体中を流れる真正質量流速（essential mass flux）$q_*^m=q^m-nqv$ の駆動力は，間隙水圧 p と位置ポテンシャルζ であるとして，Darcy 則

$$q_*{}^m=q^m-nqv=-\rho\frac{k}{\eta}\cdot\nabla\phi,\qquad \phi=\frac{p}{\rho g}+\varsigma \qquad \text{数式 2.2-46}$$

が導入される。ここで，k はこの溶液の浸透係数テンソル，η は溶液の動粘性係数，g は重力加速度である。この結果，数式 2.2-45 より浸透方程式

$$\frac{d\varepsilon_v}{dt}+\nabla\cdot\left(\frac{k}{\eta}\cdot\nabla\phi\right)-v\cdot\nabla n=0 \qquad \text{数式 2.2-47}$$

が得られる。なお，基本的には，浸透係数テンソル k は実験または均質化法[30]で定められるが，古典的な Kozeny-Carman 式による簡便評価も可能である。

数式 2.2-44 は各成分の質量保存側から帰結された拡散方程式であり，この成分の和をとることにより浸透方程式数式 2.2-47 が得られたことを，再度注意すべきである。

以上の議論をまとめると，非圧縮混合流体の拡散と浸透問題を整理すると以下のようになる。

1） 各溶質の拡散場は数式 2.2-44 で与えられる。この式の拡散流速 $\bar{j}_\alpha$ には Fick 則が適用される。α 成分の質量流速$\bar{q}_\alpha^m$は質量分率ω_αを用いて$\bar{q}_\alpha^m=\omega_\alpha\cdot\bar{q}^m$と決められる。

2） すべての溶質・溶媒成分の拡散に関する和をとった式は，数式 2.2-47 の浸透方程式に帰結される。この式は，圧密問題における有効応力場と連成させて説くことができる。ただし，この式を解いた結果からは，間隙流速（pore velocity）と質量流速q^mを分離して正しく評価することはできない。

3） 間隙流速 nv について，

$$q^m=nqv=-\rho\frac{k}{\eta}\cdot\nabla\phi \qquad \textbf{数式 2.2-48}$$

という議論が見られるが，これは本質的に不正確である。間隙流速 nv は均質化法等によって実流速 v を求めた後に間隙率 n と掛け合わせて求められる。流速は，均質化法のように運動方程式(Stokes 方程式)が直接関与していないと定まらないのである。

4） 質量流速q^mは，数式 2.2-46 より真正質量流速q_*^m，上記 3)から実流速が各点で定まった後に，

$$q^m=q_*{}^m+nqv \qquad \textbf{数式 2.2-49}$$

として求まる。

5） 数式 2.2-47 あるいは数式 2.2-45 は間隙流体の流れと固体の変形を連成しており，Lagrange 形式の表現にしてある。一方，各溶質の拡散を解くための数式 2.2-44 は Euler 形式の表現である。微小ひずみ問題を解くときはこれはあまり問題にならないが，有限ひずみ問題では注意が必要である。

質量保存則の各成分に関する拡散場と全成分に関する浸透場は密接に関連していることに注意が必要である。

(iii) 固体部における拡散と吸着

(ii)では多孔質媒体中を流れる溶液の拡散現象に伴う固体吸着を，湧き出しとして評価する方法について述べた。しかしながら，この方法は工学的には一般的でない。工学分野では，下記に述べる簡便な分配係数による吸着の評価が一般に行われている。なお，近年，岩石基質部の風化に関連して固体部分の変質を議論することがあるので，固体部における分子拡散が取り扱える一般議論を記述する。

溶液から固体表面に吸着されたα-成分が暫時固体中に移動していく場合を考える。固体部におけるα成分の拡散移動は，外部供給による質量流束はないとして，

$$\frac{d}{dt}\int_{\Omega}(1-n)\rho_{\alpha}^{*} = \int_{\Omega}(1-n)\dot{\gamma}_{\alpha}^{*}dv + \int_{\Gamma_{fs}}\varsigma_{\alpha}\cdot n ds$$

数式 2.2-50

と書く事ができる。ここで，ρ_{α}^{*}は固体部におけるα-成分の質量密度，$\dot{\gamma}_{\alpha}^{*}$は固体部におけるα-成分の単位体積当りの湧き出し項（反応等によって生成・消滅する量），ς_{α}は溶液から固体表面に吸着されたα-成分の単位面積あたりの質量流束である。この質量保存則の局所形は

$$\frac{\partial[(1-n)\rho_{\alpha}^{*}]}{\partial t} + \nabla\cdot[(1-n)\rho_{\alpha}^{*}v_{\alpha}^{*}] = (1-n)\dot{\gamma}_{\alpha}^{*}dv + \varsigma_{\alpha}^{*}\cdot n ds$$

数式 2.2-51

と与えられる（ただし，!α）。ここで，v_{α}^{*}はα-成分の粒子速度であり，固体中の拡散を考える場合，固体部全体の粒子速度v^{*}と区別する必要がある。

固体部の体積モル濃度を

$$c_{\alpha}^{*}\frac{(1-n)\rho_{\alpha}^{*}}{m_{\alpha}} \qquad (!\alpha)$$

数式 2.2-52

と定義すると，つぎの固体部におけるα-成分の方程式が得られる（ただし，!α）：

$$\frac{\partial c_{\alpha}^{*}}{\partial t} + \nabla\cdot(c_{\alpha}^{*}v_{\alpha}^{*}) = (1-n)\dot{\gamma}_{\alpha}^{-*} + \dot{\varsigma}_{\alpha}^{-*}, \quad \dot{\gamma}_{\alpha}^{-*} = \frac{\dot{\gamma}_{\alpha}^{*}}{m_{\alpha}}$$

数式 2.2-53

固体部の質量密度$\rho*$と平均密度を$v*$を

$$v^{*} = \sum_{\alpha}\frac{\rho_{\alpha}^{*}}{\rho^{*}}v_{\alpha}^{*} = \sum_{\alpha}\omega_{\alpha}v_{\alpha}^{*}$$

数式 2.2-54

$$\rho^{*} = \sum_{\alpha}\rho_{\alpha}^{*}, \qquad \omega_{\alpha}^{*} = \frac{\rho_{\alpha}^{*}}{\rho^{*}}$$

数式 2.2-55

とし，α-成分の拡散質量流束 j_α^* を

$$j_\alpha^* = (1-n)(\rho_\alpha^* v_\alpha^* - \rho^* v^*) \quad (!\alpha)$$ 数式 2.2-56

と定義する。これらの下で，固体部における濃度に関する拡散方程式が，

$$\frac{\partial c_\alpha^*}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{j}_\alpha^* + \nabla \cdot [(1-n)\bar{\rho}_\alpha^* v^*] = (1-n)\bar{\gamma}_\alpha^* + \bar{\varsigma}_\alpha^* \quad (!\alpha)$$ 数式 2.2-57

$$\bar{j}_\alpha^* = \frac{j_\alpha^*}{m_\alpha} = c_\alpha^* v_\alpha^* - \bar{c}_\alpha^* v_\alpha^* \quad (!\alpha)$$ 数式 2.2-58

$$\bar{c}_\alpha^* = \frac{(1-n)\rho^*}{m_\alpha} = (1-n)\bar{\rho}_\alpha^*, \quad \bar{\rho}_\alpha^* = \frac{\rho^*}{m_\alpha}$$ 数式 2.2-59

と限られる。$\bar{j}_\alpha^*$ は拡散濃度流速である。ただし，通常の多孔質媒体問題では，固体部は動かない（v*=0）として差し支えないので，数式 2.2-57 は

$$\frac{\partial c_\alpha^*}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{j}_\alpha^* + (1-n)\dot{\bar{\gamma}}_\alpha^* + \bar{\varsigma}_\alpha^*, \quad \bar{j}_\alpha^* = c_\alpha^* v_\alpha^* \quad (!\alpha)$$ 数式 2.2-60

と縮約して用いられる。

多孔質体の問題では，多くの場合，固体部における分子拡散は考慮されない。したがって，数式 2.2-60 の左辺第二項は省略される。この仮定の下で数式 2.2-44 と数式 2.2-60 の和をとると，吸着項は互いにキャンセルされて，

$$\frac{\partial c_\alpha}{\partial t} + \frac{\partial c_\alpha^*}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{j}_\alpha^* + \bar{\rho}_\alpha \nabla \cdot (nv) - \bar{q}_\alpha^m = \dot{\bar{\gamma}}_\alpha,$$
$$\dot{\bar{\gamma}}_\alpha = n\dot{\gamma}_\alpha (1-n)\dot{\bar{\gamma}}_\alpha$$ 数式 2.2-61

が得られる。ここで，α-成分が固体部に吸着される現象を溶液からの「分配」と考えて分配係数（distribution coefficient　または　partitioning coefficient）K_α^d　を

$$c_\alpha^* = K_\alpha^d c_\alpha^* \quad (!\alpha)$$ 数式 2.2-62

と定義し，上式を

$$R_\alpha^d \frac{\partial c_\alpha}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{j}_\alpha + \bar{\rho}_\alpha \nabla \cdot (nv) - \bar{q}_\alpha^m = \dot{\bar{\gamma}}_\alpha \quad (!\alpha)$$ 数式 2.2-63

$$R_\alpha^d \frac{\partial c_\alpha}{\partial t} = 1 + K_\alpha^d, \quad \dot{\bar{\gamma}}_\alpha = n\dot{\bar{\gamma}}_\alpha + (1-n)\dot{\bar{\gamma}}_\alpha$$ 数式 2.2-64

とする。これが一般的に行われている分配係数による吸着の取扱いである。R_α^d を緩和係数(retardation factor)と呼ぶ。

(2)　Fick の法則と拡散係数の評価

数式 2.2-41 からわかるように，拡散流束 $\bar{j}_\alpha$ は供給流束 $\bar{q}_\alpha^m$ を別途評価しているので，$\bar{j}_\alpha$ を駆動す

る「力」は化学ポテンシャルであると考えて良い。したがって，$\bar{j}_\alpha$ に対する構成則は化学ポテンシャルの濃度による微分で与えられる。例えば，分子間相互作用が働かない 2 元溶液に対しては，

$$\bar{j}_1 = -D\nabla c_1, \qquad D = D_0\left(1+\frac{\partial \ln \gamma_1}{\partial \ln c_1}\right) \qquad \text{数式 2.2-65}$$

と書かれる。ここで，D_0 は定数であり，γ_1 は成分 1 の活量係数である。また，電解質溶液中で，電解質 A の 1 モルが電荷数 z_+ の陽イオンを ν_+ モルと電荷数 z_- の陰イオン ν_- モルに電離し，最終的に等速度 v_A で流れるとすると，

$$\bar{j}_1 = -D_A\nabla c_A, \qquad D_A = \frac{u_+u_=}{u_+z_+ - u_=z_=}c_A\frac{\partial \mu_A}{\partial c_A}, \qquad \text{数式 2.2-66}$$

$$\mu_A = \nu_+\mu_+ + \nu_-\mu_-$$

と書かれる。ここで，μ_+, μ_- は，それぞれ，陽イオン，陰イオンの化学ポテンシャルによる影響分を差し引いたエネルギーから生ずると考えられる。ここでは電磁気エネルギーを考慮しないとすると，これは力学エネルギーと熱エネルギーに相当する。前項(ii)では力学エネルギーに対する駆動力を表す構成則として Darcy 則数式 2.2-46 を導入した。さらに一般的には，熱エネルギーによる影響等も考慮に入れることができるが，ここでは言及しない。

以下では，拡散問題における Fick の法則について，主として工学的な実用側面から現象論的な検討を加える。

古典拡散理論では，拡散（濃度）流束 $\bar{j}_\alpha$ は，分子拡散・圧力拡散・強制拡散・熱拡散（ソーレ効果）等の諸現象の総和として現れると考える（これらの諸現象がどのような保存則から由来するのか，といった根本的な議論はほとんどなされていないのが現状である）。

いま，有効空隙率（拡散に直接関与する空隙率）を n とする。 等方的な拡散現象を考える（$D_{ij}^{\alpha\beta} = D_{\alpha\beta}\delta_{ij}$）と，溶質の α-成分の分資格さんは Fick 則で書く事ができる：

$$\bar{j}_1^{\alpha} = -\rho n\sum_{\beta=1}^{n^*} D_{\alpha\beta}^e\frac{\partial c_\beta}{\partial x_i} \qquad \text{数式 2.2-67}$$

ここで，ρ は溶液の平均質量密度である。$D_{\alpha\beta}^e$ は有効拡散係数であり，溶液中における分子拡散係数 $D_{\alpha\beta}$ とは

$$D_{\alpha\beta}^e = \frac{\delta}{\tau}D_{\alpha\beta} \qquad \text{数式 2.2-68}$$

と関連付けられる。τ（>1）は屈曲度(tortuosity)と呼ばれ，拡散の最短経路長 l と有効経路長 l_e との間で

$$\tau = \left(\frac{l_e}{l}\right)^2 > 1 \qquad \text{数式 2.2-69}$$

と定められる。また，δ（≦1）は空隙の収斂度(constrictivity)と呼ばれており，溶質の分子径 d_m と比べられるような極めて微細な空隙（平均径を d_p とする）が存在する場合にその影響を考慮するものである。すなわち，

$$\lambda_p = \frac{d_m}{d_p} < 1$$ 数式 2.2-70

とした場合に，実験式として，

$$\delta = (1-\lambda_p)^2(1-2.104\lambda_p + 2.09\lambda_p^3 - 0.95\lambda_p^5)$$

$$\delta = (1-\lambda_p)^4$$

$$\delta = \exp(-4.6\lambda_p)$$

$$\delta = 1.03\exp(-4.5\lambda_p)$$

のような関係が与えられている。数式 2.2-67，数式 2.2-68 で係数を統合して，

$$F = n\frac{\delta}{\tau}$$

を構成係数(formation factor)とよぶことがある。構成係数は代表要素 REV の幾何形状に関連した係数であることに注意されたい。

純粋中における α-成分の拡散係数を D_0^α とし，α-成分と β-成分間の相互作用効果が等しいとして，

$$D_{\alpha\beta} = \alpha * D_0^\alpha \delta_{\alpha\beta} \qquad (!\alpha)$$ 数式 2.2-71

と定めることがある。ここで，係数 α*は溶質係数である。この場合，Fick 則数式 2.2-67 は

$$\bar{j}_1^\alpha = \rho D^e(c^\alpha)\frac{\partial c^\alpha}{\partial x_i} = -\rho n D^{e*}(c^\alpha)\frac{\partial c^\alpha}{\partial x_i}$$ 数式 2.2-72

$$D^e(c^\alpha) = nD^{e*}(c^\alpha) = \alpha^* F D_0^\alpha = \alpha^* n\frac{\delta}{\tau}D_0^\alpha \qquad (!\alpha)$$ 数式 2.2-73

と書かれる。

ここで，代表要素 REV の中心座標を x，代表要素内の任意の点の座標を x' として，ある関数 $f(x',t,x)$ の平均を

$$\bar{f}(x,t) = \frac{1}{V}\int_V f(x',t,x)dv(x')$$ 数式 2.2-74

と定義する。関数 $f(x',t,x)$ の平均 $\bar{f}(x,t)$ からの偏差は

$$\hat{f}(x',t,x) = f(x',t,x) - \bar{f}(x,t)$$ 数式 2.2-75

で与えられる。他の関数 $g(x',t,x)$ が与えられた場合，

$$\overline{fg} = (\overline{\bar{f}+\hat{f}})(\overline{\bar{g}+\hat{g}}) = \bar{f}\bar{g} + \overline{\hat{f}\hat{g}}$$ 数式 2.2-76

となる。

多孔質体中における局所的な流れによって溶質の α 成分が機械的分散(mechanical dispersion)を強制されたとする。この場合，流速 v と濃度 c_α の平均値と偏差を考えると数式 2.2-76 により

$$\overline{c_\alpha v} = \bar{c}_\alpha\bar{v} + \overline{\hat{c}_\alpha\hat{v}}$$ 数式 2.2-77

である。この式の右辺第二項から機械的分散による質量流束(dispersive flux)が

$$j_\alpha^M = \overline{\hat{c}_\alpha \hat{v}}$$ 数式 2.2-78

と定義される，この機械的分散による流速 j_α^M に関しても，Fick 則と同じ形で×という作業仮説を導入する。ただし，拡散の異方性を考慮しなければならないので,

$$j_\alpha^M = -\rho D_{ij}^{Me}(c^\alpha)\frac{\partial c_\alpha}{\partial x_j} = -\rho n D_{ij}^{Me^*}(c^\alpha)\frac{\partial c_\alpha}{\partial x_j}$$ 数式 2.2-79

$$D_{ij}^{Me^*}(c^\alpha) = nD_{ij}^{Me^*}(c^\alpha)$$ 数式 2.2-80

となる，この係数 $D_{ij}^{Me^*}(c^\alpha)$ は実験的な考察より

$$D_{ij}^{Me^*}(c^\alpha) = \left\{ a_T v\delta_{ij} + (a_L - a_T)\frac{v_i v_j}{v} \right\} f(P_e, \delta, c^\alpha)$$ 数式 2.2-81

であると考えられている[28]。ここで，a_T，a_L はそれぞれ，流線の横方向分散係数と呼ばれている。また，v=|v|，Pe は Peclet 数，δ は収斂度である。関数 $f(P_e, \delta, c^\alpha)$ は,

$$f(P_e, \delta, c^\alpha) = \frac{P_e}{\left(P_e + 2 + 4\delta^2\right)}$$ 数式 2.2-82

といった式が実験的に提案されているが，通常は

$$f(P_e, \delta, c^\alpha) \cong 1$$

として差し支えない。

分子拡散と機械的分散を併せた質量流束 $\tilde{j}^\alpha$ は

$$\begin{aligned}
\tilde{j}_{\alpha i} &\equiv \breve{j}_{\alpha i} + \breve{j}_{\alpha i}{}^M \\
&= -\rho \tilde{D}_{ij}^e(c^\alpha)\frac{\partial c^\alpha}{\partial x_j} = -\rho n \tilde{D}_{ij}^{e^*}(c^\alpha)\frac{\partial c^\alpha}{\partial x_j} \\
&\tilde{D}_{ij}^e(c^\alpha) = D^e(c^\alpha)\delta_{ij} + D_{ij}^{M_e^*}(c^\alpha), \\
&\tilde{D}_{ij}^{e^*}(c^\alpha) = D^e\delta_{ij}(c^\alpha) + D_{ij}^{M_e^*}(c^\alpha)
\end{aligned}$$ 数式 2.2-83

と書かれる。

(3) 吸着等温式と分配係数

多孔質体における吸着(adsorption)は，多孔質体を構成する各種鉱物（固体）表面に特定の成分が溶液中から析出して付着する現象である。吸着には，静電気力(Coulomb)力や van der Waals 力による物理吸着(physical adsorption または physisorption)と，表面化合物の生成をを伴う化学吸着(chemisorption)がある(Moore[31])。SiO_2 に対する N_2（気体）の吸着は物理吸着であり，活性炭に対する O_2（気体）の吸着や N_i 金属に対する H_2 ガスの吸着は化学吸着である。物理吸着は一般的に可逆であり，吸着した物質を取り去るには高真空下で加熱する必要がある。化学吸着ではその際，離脱する物質は吸着した物質と同じものでない場合がある。

物理吸着では固体表面に吸着された媒質が数分子層も形成されるのに対して，化学吸着では固体表面全体に単分子層が形成された時点で吸着は終了する。ただし，化学吸着が終わった固体表面に続けて物

理吸着が起こる場合がある。物理吸着に伴う吸着エネルギーは 1mol あたり 300～3000J/mol 程度であるのに対して,化学吸着に伴う吸着エネルギーは 1mol あたり 40～400KJ/mol に達する。吸着現象には,温度や水素イオン指数 pH と酸化還元電位（redox potential）Eh の条件が強く関与している。

吸着には，平衡状態で反応が進行すると考えて良い平衡吸着等温(equilibrium adsorption isohterm)と，反応速度が問題となる非平衡吸着等温(nonequilibrium adsorption isothern)がある。古典的熱力学は本質的に平衡状態を記述するので，非平衡吸着については現象論的に記述されることが多い。

以下では，代表的な吸着等温式について述べる。なお，現時点における吸着層の面積を S，反応が全て完了した時点の吸着層の面積（飽和吸着量）を S_∞ として吸着率 θ を以下のように定義する。

$$\theta = \frac{S}{S_\infty}$$ **数式** 2.2-84

(i) Langmuir 平衡吸着等温式

固体に対する気体の吸着は，Langmuir によって 1910 年代に定量的に評価された。(例えば Moore[31] 参照)。その吸着モデルでは次の仮定を元にした。

1) 単分子吸着層が形成される。
2) 完全に平坦な固体表面に一定数 N の吸着点があり，吸着の条件は全ての吸着点で同一である。
3) 異なった吸着点で吸着された分子間での相互作用はない。吸着された分子は隣接した分子の吸着条件に影響を及ぼさない。

いま，分圧 P_α の下における期待中の成分物質 α の吸着率を k_a，脱離率を k_d とする。反応理論に従うと，吸脱着平衡反応が

$$-\frac{d(1-\theta)}{dt} = \frac{d\theta}{dt} = k_a P_a N(1-\theta) - k_d N\theta = 0$$ **数式** 2.2-85

と書ける(!α)。これより，

$$\theta = \frac{k_a P_\alpha}{k_d + k_a P_\alpha} = \frac{bP_\alpha}{1+bP_\alpha} \qquad (!\alpha)$$ **数式** 2.2-86

が得られる。ここで，b は吸着係数である。

$$b = \frac{k_a}{k_d}$$ **数式** 2.2-87

分圧 P_α と吸着率 θ の関係をプロットすると双曲線になるが，数式 2.2-86 を

$$\frac{1}{\theta} = 1 + \frac{1}{bP_\alpha}$$ **数式** 2.2-88

と書き換えると，$1/\theta$ と $1/P_\alpha$ は直線関係となり，その傾きから b が求められる(Langmuir プロット)。

数式 2.2-86 で $bP_\alpha << 1$ のとき，すなわち，分圧が非常に小さいか，吸着率が小さい場合には，

$$\theta = bP_\alpha$$ **数式** 2.2-89

となり，これは線形吸着等温式として知られる。一方，$bP_\alpha >> 1$ のとき，すなわち，高圧または強い吸着を示すときには，$1-\theta = 1/bP_\alpha$ となる。

理想気体あるいは希薄溶液では濃度 c_α は分圧 P_α に比例する。従って，多孔質体中を希薄な多成分溶液が流れる場合には，数式 2.2-86 は

$$c_\alpha^* = \frac{bc_\alpha}{1+bc_\alpha} \quad (!\alpha)$$ **数式** 2.2-90

と解釈される。ここで，c^*_αは数式 2.2-52 における固体中における α-成分の濃度である。また，$b\,c_\alpha$<<1 の場合の吸着等温式数式 2.2-90 は

$$c_\alpha^* = K_\alpha^d c_\alpha \quad (!\alpha)$$ **数式** 2.2-91

である。この$K_\alpha^d (= b)$を数式 2.2-62 で述べたように，分配係数と呼ぶ。

数式 2.2-91 をさらに変更して，

$$c_\alpha^* = k_1 c_\alpha + k_2$$ **数式** 2.2-92

として用いることもある（k_1, k_2は定数)。この式は非線形平衡吸着等温式であることに注意されたい。

実際の溶液を扱う場合，濃度 c_αの替わりに活量 a_αを用いる。この場合，数式 2.2-90，数式 2.2-91 は，それぞれ，以下のように書かれる。

$$c_\alpha^* = \frac{ba_\alpha}{1+ba_\alpha}, \quad c_\alpha^* = K_\alpha^d\, a_\alpha$$ **数式** 2.2-93

なお，以下の Freundlich 平衡吸着等温式や Temkin 平衡吸着等温式等でも，実際の溶液に対しては同様の変換を行えば良い。数式 2.2-90，数式 2.2-93 中の bは，数式 2.2-87 で判るように吸脱着に関わる平衡係数を表している($b = k_a / k_b$)。したがって，標準エンタルピー変化ΔH^Θとそのときの標準エントロピー変化$(\Delta S^e)^\Theta$を用いて，

$$b = Be^{-\Delta H^\Theta / RT}, \quad B = e^{(\Delta S^e)^\Theta / R}$$ **数式** 2.2-94

と書くことが出来る。

Langmuir 平衡吸着等温式を採用した場合の拡散問題の解き方について言及しておきたい。溶液中における拡散場は数式 2.2-57 で与えられ，Fick 則と併せて

$$\frac{\partial c_\alpha}{\partial t} + \nabla\cdot\bar{j}_\alpha + \nabla\cdot(n\bar{\rho}_\alpha v) - \bar{q}_\alpha^m = n\dot{\bar{\gamma}}_\alpha$$ **数式** 2.2-95

$$\bar{j}_\alpha^* = -k_\alpha \nabla c_\alpha^* \quad (!\alpha)$$ **数式** 2.2-96

と書ける（吸着項$\bar{\zeta}_\alpha^*$は吸着等温式で評価するので無視する)。k_αは化学種 α の溶液中における拡散係数である。一方，固体中における拡散は数式 2.2-60 で与えられ，Fick 則と併せて

$$\frac{\partial c_\alpha}{\partial t} + \nabla\cdot\bar{j}_\alpha^* = (1-n)\dot{\bar{\gamma}}_\alpha$$ **数式** 2.2-97

$$\bar{j}_\alpha^* = -k_\alpha^* \nabla c_\alpha^* \quad (!\alpha)$$ **数式** 2.2-98

と書ける（吸着反応が平衡状態であっても，拡散は非定常に進行することに注意)。k_α^*は化学種 α の固体中における拡散係数である。一方，Langmuir 平衡吸着等温式数式 2.2-90 を微分すると

$$\frac{\partial c_\alpha^*}{\partial t} = \frac{b}{(1+bc_\alpha)^2}\frac{\partial c_\alpha^*}{\partial t}, \quad \nabla c_\alpha^* = \frac{b}{(1+bc_\alpha)^2}\nabla c_\alpha$$ **数式** 2.2-99

であるので，これを数式 2.2-97，数式 2.2-98 に代入して数式 2.2-95 との和をとると，溶液の濃度 c_αに関するつぎの拡散方程式が得られる(!α)。

$$R_\alpha^d \frac{\partial c_\alpha}{\partial t} - \nabla\cdot(\tilde{k}_\alpha \nabla c_\alpha) + \breve{\rho}_\alpha \nabla\cdot(n\nu) - \breve{q}_\alpha^m = \bar{\dot{\gamma}}_\alpha$$ **数式** 2.2-100

$$R_\alpha^d = 1 + \frac{b}{(1+bc_\alpha)^2}, \qquad \tilde{k}_\alpha = k_\alpha + \frac{bk_\alpha^*}{(1+bc_\alpha)^2}$$ **数式** 2.2-101

$$\bar{\dot{\gamma}}_\alpha = n\bar{\dot{\gamma}}_\alpha + (1-n)\bar{\dot{\gamma}}_\alpha$$ **数式** 2.2-102

固体中における拡散は，通常，流体中の拡散に比べて極めて遅いので，$\tilde{k}_\alpha \cong k_\alpha$ となる。なお，数式 2.2-101 の左式で分配係数が $K_\alpha^d = b/(1+bc_\alpha)^2$ と評価されていることに注意されたい，

(ii) Freundlich **平衡吸着等温式**

結晶表面には結晶構造の転移に関連した欠陥が存在する。このような不均一表面では Freundlich の実験式

$$\theta = k(P_\alpha)^{1/m}$$ **数式** 2.2-103

が当てはまることが知られている（非線形平衡吸着等温式)。k は定数，m は 1 より大きい定数である。

固体の濃度 c_α^*，溶液中の α-成分の濃度 c_α で書き表すと下記のようである。

$$c_\alpha^* = k(c_\alpha)^{1/m}$$ **数式** 2.2-104

(iii) Temkin **平衡吸着等温式**

$$\theta = c_1 \ln(c_2 P_\alpha)$$ **数式** 2.2-105

が用いられることがある（c_1，c_2 は定数)。この場合，吸着に関与するエンタルピーが分圧 P_α に対して線形に変化することが知られている。

固体の濃度 c_α^*，溶液中の α-成分の濃度 c_α で書き表すと下記のようである。

$$c_\alpha^* = c_1 \ln(c_2 c_\alpha)$$ **数式** 2.2-106

(iv) Langmuir **非平衡吸着等温式**

反応速度が問題となる非平衡な吸着では，式 2.2-90 に対応する Langmuir 型非平衡吸着等温式が

$$\frac{\partial c_\alpha^*}{\partial t} = k\left(\frac{bc_\alpha}{1+bc_\alpha} - c_\alpha^*\right) \qquad (!\alpha)$$ **数式** 2.2-107

と与えられる（k,b は定数)。$b\,c_\alpha$>>1 のときは明らかに非平衡線形吸着等温式

$$\frac{\partial c_\alpha^*}{\partial t} = kc_\alpha$$ **数式** 2.2-108

が得られる（k は定数)。あるいは，数式 2.2-92 に対応して非平衡非線形吸着等温式

$$\frac{\partial c_\alpha^*}{\partial t} = k(k_1 c_\alpha + k_2 - c_\alpha^*)$$ **数式** 2.2-109

が得られる（k,k1,k2 は定数)。

(4) Bowen[32]理論の拡張

前項では，多成分混合溶液が多孔質媒体中を拡散・浸透する問題について，質量保存則から出発して拡散問題と浸透問題が直接的に関連していることを示した。これまで両者の関係が陽の形では議論されてこなかった。浸透問題については，平均流速等の変数の意味と問題の解き方について考察した。拡散問題に関連して，吸着現象をソース項，分配係数，吸着等温式の各概念で導入して解析する方法について，新しく示している。しかし，前項では，質量流束の取扱いとそれに引き続いた浸透圧密方程式の定式化に不十分な面があるため，ここで Bowen[32]の古典的な多成分混合溶液の理論を拡張して，新しい拡散場と浸透圧密場の方程式を導くことでこれまでの理論の統一を図る[33]。前項まではα成分の濃度 c_α として体積モル濃度 $c_\alpha = n\rho_\alpha / m_\alpha (!\alpha)$（n は間隙率，$\rho_\alpha$ はα成分の質量密度，m_α はは同じく分子量）を用いていたが，本項では連続体力学で通常用いられる質量分率を濃度として用いることにする（$c_\alpha = \rho_\alpha / \rho, \quad \rho = \sum_\alpha \rho_\alpha$）。

(i) 多成分混合溶液の拡散・浸透圧密問題：Bowen[32]理論の拡張

Bowen[32]の多成分混合溶液の理論を固相と液相が混在する多孔質体に拡張する（間隙率 n)。ただし，用いる記号は Bowen[32]とは異なっている。

N 成分を有する液相が占める連続物体を β_α（α=1,2,・・・,N）と表現する。なお，混合体理論に従って，α成分の物体 β_α は各々，独立した参照形態(reference configuration)を有するので，三次元実数空間 R^3 内の現在物体(current body) $\Omega \subset R^3$ における空間点 x の運動（motion）は，空間座標系(special coordinates)の直交基底（Eiler 基底）を e_i(i=1,2,3)として，

$$x = \chi_\alpha(X_\alpha, t) = x_i e_i$$ **数式** 2.2-110

と表現される。ここで，χ_α はα成分に関する変形関数(deformation function)と呼ばれる十分に滑らかな関数である。X_α は参照状態におけるα成分の物質点，t は時間を表す。なお，物体Ωの境界を δ Ω とする。関数 χ_α は十分に滑らかであるので，参照位置(reference position) X_α が

$$X_\alpha = \chi_\alpha^{-1}(x,t) = X_{\alpha K} E_K$$ **数式** 2.2-111

と求まる。ここで，χ_α^{-1} は変形関数の逆写像であり，E_K（i=1,2,3）は物質座標系(material coordinates)の直交基底(Langmuir 基底)である。

物質点 X_α の時刻 t における速度は

$$v_\alpha = \frac{d_{(\alpha)}\chi_\alpha(X_\alpha, t)}{dt}, \quad X_\alpha = cons\tan t$$ **数式** 2.2-112

と書かれる。ここで，関数φ(x,t)のα成分に関する物質微分 $d_{(\alpha)}\phi/dt$ は，空間記述では

$$\frac{d_{(\alpha)}\phi}{dt} = \frac{\partial \phi}{\partial t} + v_\alpha \cdot grad\phi$$ **数式** 2.2-113

である。記号 grad は空間座標に関する勾配(gradient)を意味する。

変形勾配 $F_\alpha = F_{aiK} e_i \otimes E_K$ とその逆変換 $F_\alpha^{-1} = F_{\alpha Ki}^{-1} E_K \otimes e_i$ は

$$F_\alpha = Grad\chi_\alpha(X_\alpha, t), \qquad F_{\alpha iK} = \frac{\partial x_i}{\partial X_{\alpha K}}$$ 数式 2.2-114

$$F_\alpha^{-1} = grad\chi_\alpha^{-1}(x, t), \qquad F_{\alpha Ki}^{-1} = \frac{\partial X_{\alpha K}}{\partial x_i}$$ 数式 2.2-115

と与えられる。ここで，記号 Grad は物質座標に関する勾配を意味する。この時 α 成分に対するヤコビアン J_α の時間変化が

$$\frac{d_{(\alpha)} J_\alpha}{dt} = J_\alpha div v_\alpha, \qquad J_\alpha = |\det F_\alpha|$$ 数式 2.2-116

と計算される。記号 div は空間座標系に関する発散(divergence)を意味する。

固体拡散(matric diffusion)を考慮する場合には，上記の液相に関する議論と並列な議論が固相に対しても適用される。$\beta^*{}_\alpha$（α=1,2,…N）を α 成分の固相が占める連続物体とすると，固相部分の空間点 x の運動は,

$$x = \chi_\alpha^*(X_\alpha^*, t) = x_i^* e_i$$ 数式 2.2-117

$$X_\alpha^* = (\chi_\alpha^*)^{-1}(x, t) = X_{\alpha K}^* E_K$$ 数式 2.2-118

と書かれる。液相と同様に，速度等の諸量が以下のように表現されることは明らかである。

$$v_\alpha^* = \frac{d_{(*\alpha)} \chi_\alpha^*(X_\alpha^*, t)}{dt}, \qquad X_\alpha^* = cons\tan t$$ 数式 2.2-119

$$\frac{d_{(*\alpha)}\phi}{dt} = \frac{\partial \phi}{\partial t} + v_\alpha^* \cdot grad\phi$$ 数式 2.2-120

$$F_\alpha^* = Grad\chi_\alpha^*(X_\alpha^*, t), \qquad F_{\alpha iK}^* = \frac{\partial x_i}{\partial X_{\alpha K}^*}$$ 数式 2.2-121

$$(F_\alpha^*)^{-1} = grad(\chi_\alpha^*)^{-1}(x, t), \qquad (F_{\alpha iK}^*)^{-1} = \frac{\partial X_{\alpha K}^*}{\partial x_i}$$ 数式 2.2-122

$$\frac{d_{(\alpha)} J_\alpha^*}{dt} = J_\alpha^* div v_\alpha^*, \qquad J_\alpha^* = |\det F_\alpha^*|$$ 数式 2.2-123

(ii) 液相における質量保存則

多成分混合体から成る液相の α 成分も物質量を n_α とすると, 体積モル濃度（体積分率 volume fraction）ω_α と質量密度（mass dennsity） ρ_α が

$$n_\alpha = \int_\Omega n\omega_\alpha dv = \int_\Omega n \frac{\rho_\alpha}{m_\alpha} dv \qquad (!\alpha)$$ 数式 2.2-124

と定義される。ここで， m_α は α 成分の質量供給（mass supply）を γ_α，固相の微粒子表面 Γ_{fs}^i における吸着量を ζ_α とすると， α 成分の質量保存則が

$$\frac{d_{(\alpha)}}{dt}\int_{\Omega} n\rho_{\alpha} dv = \int_{\Omega} n\gamma_{\alpha} dv - \sum_{i=1}^{M}\int_{\Gamma_{\beta}^{i}} \zeta_{\alpha} \cdot n ds \qquad \text{数式 2.2-125}$$

と書かれる。ここで，n は外向き単位法線ベクトル，M は吸着に関与するすべての数であり，数式 2.2-125 の右辺第二項は全粒子について和をとることを意味する。

数式 2.2-116 の下で Reynolds の輸送定理を数式 2.2-125 の左辺に適用すると，局所系の質量保存則

$$\frac{d_{(\alpha)} n\rho_{\alpha}}{dt} + n\rho_{\alpha} div v_{\alpha} = \frac{\partial (n\rho_{\alpha})}{\partial t} + div(n\rho_{\alpha} v_{\alpha}) = n\gamma_{\alpha} - \zeta_{\alpha}^{*} \qquad (!\alpha) \qquad \text{数式 2.2-126}$$

が得られる。ここで，ζ_{α}^{*} は表面吸着量 ζ_{α} から評価された単位体積当たりの吸着量である。具体的な ζ_{α}^{*} の評価法については，市川他 [27]の注 2.2 を参照されたい。

数式 2.2-126 の全成分に関する和をとると，

$$\frac{d(n\rho)}{dt} + n\rho div v = \frac{\partial (n\rho)}{\partial t} + div(n\rho v) = -\zeta^{*} \qquad \text{数式 2.2-127}$$

が得られる。ただし，$\sum_{\alpha} \gamma_{\alpha} = 0$ であることを利用した。また，平均流速(mean velosity)v，全質量 ρ，全吸着量 ζ^{*} を

$$v = \frac{1}{\rho}\sum_{\alpha} \rho_{\alpha} v_{\alpha}, \qquad \rho \sum_{\alpha} \rho_{\alpha}, \qquad \zeta^{*} = \sum_{\alpha} \zeta_{\alpha}^{*} \qquad \text{数式 2.2-128}$$

と定義した。関数 ϕ の空間点(x,t)における平均流束 v に関する物質時間微分 $d\phi/dt$ は

$$\frac{d\phi}{dt} = \frac{\partial \phi}{\partial t} + v \cdot grad\phi \qquad \text{数式 2.2-129}$$

と与えられる。速度勾配(velocity grafient)L，伸縮率テンソル(stretching tensor)D，スピンテンソル(spin tensor)W はそれぞれ，

$$L = gradv = D + W,$$
$$D = \frac{1}{2}(L + L^{T}), \qquad W = \frac{1}{2}(L - L^{T}) \qquad \text{数式 2.2-130}$$

となる。ここで，$(-)^{T}$ は転置を意味する。

平均流速 v を用いると数式 2.2-126 は

$$\frac{d(n\rho_{\alpha})}{dt} + n\rho_{\alpha} div v_{\alpha} = -div(n\rho_{\alpha} \bar{v}_{\alpha}) + n\gamma_{\alpha} - \zeta_{\alpha}^{*} \qquad (!\alpha) \qquad \text{数式 2.2-131}$$

と書き換えることができる。ここで，拡散速度(diffusion velosity) $\bar{v}_{\alpha}$ を

$$\bar{v}_{\alpha} = v_{\alpha} - v \qquad \text{数式 2.2-132}$$

と定義した。

数式 2.2-127 と数式 2.2-131 から v を消去すると

$$\frac{d(n\rho_{\alpha})}{dt} - c_{\alpha}\frac{d(n\rho)}{dt} - \frac{1}{n\rho}\zeta^{*} = -div(n\rho_{\alpha} \bar{v}_{\alpha}) + n\gamma_{\alpha} - \zeta_{\alpha}^{*} \qquad (!\alpha) \qquad \text{数式 2.2-133}$$

を得る。ここで，c_{α} は質量分率に基づく濃度であり，

$$c_\alpha = \frac{n\rho_\alpha}{n\rho} = \frac{\rho_\alpha}{\rho}$$ **数式 2.2-134**

と定義される。この c_α はの v に関する物質時間微分を取ると

$$n\rho\frac{dc_\alpha}{dt} = -\frac{d(n\rho)}{dt}c_\alpha + \frac{d(n\rho_\alpha)}{dt}$$ **数式 2.2-135**

であり，数式 2.2-136 を数式 2.2-133 に代入することにより，最終的に次の拡散方程式が得られる。

$$n\rho\frac{dc_\alpha}{dt} = -div(n\rho_\alpha \bar{v}_\alpha) + n\gamma_\alpha - \left(\zeta_\alpha^* - \frac{1}{n\rho}\zeta^*\right) \quad (!\alpha)$$ **数式 2.2-136**

(iii) 固相における質量保存則

前述のように，固相においても液相と同様に各化学種が拡散や反応の現象を起こすものとする。この場合，数式 2.2-125 のアナロジーから固相における化学種 α 成分の質量保存則が

$$\frac{d_{(*\alpha)}}{dt}\int_\Omega (1-n)\rho_\alpha^* dv = \int_\Omega (1-n)\gamma_\alpha^* dv + \sum_{i=1}^{M}\int_{\Gamma_{fs}^i}\zeta_\alpha \cdot n ds$$ **数式 2.2-137**

と書ける。ここで，γ_α^* は固相における α 成分の質量供給であり，ρ_α^* は

$$n_\alpha^* = \int_\Omega (1-n)\omega_\alpha^* dv = \int_\Omega (1-n)\frac{\rho_\alpha^*}{m_\alpha} dv \quad (!\alpha)$$ **数式 2.2-138**

で定義される固相における α 成分の質量密度である。n_α^* は α 成分の物質量であり，ω_α^* は体積モル濃度（体積分率）である。

数式 2.2-138 の局所形は

$$\frac{d_{(*\alpha)}\left((1-n)\rho_\alpha^*\right)}{dt} + (1-n)\rho_\alpha^* div v_\alpha^* = \frac{\partial_{(*\alpha)}\left((1-n)\rho_\alpha^*\right)}{\partial t} + div\left((1-n)\rho_\alpha^* v_\alpha^*\right) = (1-n)\gamma_\alpha^* + \zeta_\alpha^* \quad (!\alpha)$$ **数式 2.2-139**

となる。数式 2.2-139 の全成分に関する和を取ると

$$\frac{d_*\left((1-n)\rho^*\right)}{dt} + (1-n)\rho^* div v^* = \frac{\partial\left((1-n)\rho^*\right)}{\partial t} + div\left((1-n)\rho^* v^*\right) = \zeta^*$$ **数式 2.2-140**

である。ここで，

$$v^* = \frac{1}{\rho^*}\sum_\alpha \rho_\alpha^* v_\alpha^*, \quad \rho^* = \sum_\alpha \rho_\alpha^*$$ **数式 2.2-141**

として，関数 ϕ の物質時間微分 $d_*\phi/dt$ は平均粒子速度 $v^*(x,t)$ に関して

$$\frac{d_*\phi}{dt} = \frac{\partial\phi}{\partial t} + v^* \cdot grad\phi \qquad \text{数式 2.2-142}$$

と与えられる。固相部の速度勾配 L*，伸縮率テンソル D*，スピンテンソル W*は，それぞれ，

$$L^* = gradv^* = D^* + W^*,$$

$$D^* = \frac{1}{2}(L^* + (L^*)^T), \quad W^* = \frac{1}{2}(L^* - (L^*)^T) \qquad \text{数式 2.2-143}$$

と計算される。

数式 2.2-136 を導いたのと同じ論理で，固相部における化学種 α 成分の拡散方程式

$$(1-n)\rho^* \frac{d_*c_\alpha^*}{dt} = -div((1-n)\rho_\alpha^* \bar{v}_\alpha^*) + (1-n)\gamma_\alpha^* + \left(\zeta_\alpha^* - \frac{1}{(1-n)\rho^*}\zeta^*\right) \quad (!\alpha) \qquad \text{数式 2.2-144}$$

が導かれる。ここで，

$$\bar{v}_\alpha^* = v_\alpha^* - v^* \qquad \text{数式 2.2-145}$$

は α 成分の拡散速度である。なお，固相部における拡散は基質拡散(matrix diffusion)と呼ばれている。通常，基質拡散速度 $\bar{v}_\alpha^*$ は極めて小さく，無視できる（$\left|\bar{v}_\alpha^*\right| << 1$）。

数式 2.2-132，数式 2.2-145 により化学種 α 成分の拡散質量流束(diffusion mass flux)を

$$q_\alpha^m = n\rho_\alpha \bar{v}_\alpha + (1-n)\rho_\alpha^* \bar{v}_\alpha^* \quad (!\alpha) \qquad \text{数式 2.2-146}$$

と導入する。

(iv) 分配係数 K_d と慣用吸着・拡散方程式について

溶液が希薄で理想溶液と考えて良い場合, 吸着項は固相への分配として取扱い, 分配係数(distribution coefficient)K_d が

$$c_\alpha^* = K_d c_\alpha \qquad \text{数式 2.2-147}$$

と導入される。希薄溶液では一般に，K_d は定数と考えられ，また，固相部における v_α^*，v^* の値も小さいために，拡散速度 $\bar{v}_\alpha^*$ は無視することが出来る。この仮定の下で数式 2.2-136 と数式 2.2-144 を加え合わせると，慣用的な吸着・拡散方程式が

$$R_d \frac{\partial c_\alpha}{\partial t} + n\rho v \cdot grad c_\alpha = -div(n\rho_\alpha \bar{v}_\alpha) + n\gamma_\alpha + (1-n)\gamma_\alpha + (1-n)\gamma_\alpha^* \quad (!\alpha) \qquad \text{数式 2.2-148}$$

と得られる。ここで R_d は緩和係数(retardation coefficient)と呼ばれ，

$$R_d = n\rho + (1-n)\rho^* K_d \qquad \text{数式 2.2-149}$$

と定義される。なお，分配係数 K_d はで吸着現象を評価する場合，数式 2.2-136 と数式 2.2-144 の右辺第三項を無視することは言うまでもない。

(v) Fick 則について

古典的な拡散理論では，通常，固相部における拡散が無視できるという仮定の下で拡散流束 q_α^m に対して Fick 則

$$q_\alpha^m = -\sum_\beta D_{\alpha\beta} gradc_\beta$$ **数式** 2.2-150

が導入される。ここで, $D_{\alpha\beta}$ は拡散係数と呼ばれ, 正定置性を有する(任意の η_α に対して $\eta_\alpha D_{\alpha\beta}\eta_\beta > 0$)。関係式数式 2.2-150 は経験式に過ぎないことに注意を要する。

(vi) 透水・圧密方程式

拡散方程式，例えば数式 2.2-136 を解く場合，いかにして平均流速 v を求めるかが問題となる（$dc_\alpha / dt = \partial c_\alpha / \partial t + v \cdot gradc_\alpha$ であることに注意)。もちろん，液相に対して運動方程式を導入して直接 v を求めることも可能であるが, 古典的な土質力学では数式 2.2-127 と数式 2.2-140 から浸透方程式を導いて v を求めることが一般的である。

混合体溶液並びに固体実質部は非圧縮であると仮定する(ρ=constant, ρ*＝constant)と，数式 2.2-127 と数式 2.2-140 は数式 2.2-143 を適用することにより,

$$\frac{dn}{dt} + div(nv) - v \cdot gradn = -\frac{\zeta^*}{\rho}$$ **数式** 2.2-151

$$-\frac{d_* n}{dt} + (1-n) trD^* = \frac{\zeta^*}{\rho^*}$$ **数式** 2.2-152

と書くことができる。ここで，関係式

$$\frac{d_* n}{dt} = \frac{dn}{dt} - (v - v^*) \cdot gradn$$ **数式** 2.2-153

を用い，これを数式 2.2-152 に代入すると,

$$\frac{dn}{dt} = (1-n) trD^* + (v - v^*) \cdot gradn - \frac{\zeta^*}{\rho}$$ **数式** 2.2-154

が得られる。これを数式 2.2-151 に代入することにより，固相部の体積変形 trD*を含んだ浸透方程式が最終的に

$$(1-n) trD^* + div(nv) - v^* \cdot gradn$$
$$= -\zeta^* \left(\frac{1}{\rho} - \frac{1}{\rho^*} \right)$$ **数式** 2.2-155

と得られる。これに Darcy 則

$$nv = -\frac{k}{\eta} grad\phi, \qquad \phi = \frac{p}{\rho g} + h$$ **数式** 2.2-156

を適用して平均流速 v が求められる。ただし，v*を定めるために，固相部の運動方程式または並行方程式が必要であるのは言うまでもない。ここで，k は透水係数行列であり，g は重力定数，η は溶液の粘性係数，h は位置ポテンシャルである。なお，透水係数 k は実験より定められるとするのが古典土質力学の立場であるが，ベントナイト等の粘土材料に対して分子シミュレーションと均質化法を適用すると，解析的に透水係数を求められることが示されている。(Ichikawa et al[34]27))

(5) まとめ

本項では，Bowen の古典的な多成分混合溶液の理論を拡張し，多孔質媒体中における拡散・浸透問題について議論した。最終的に導かれた液相の拡散方程式数式 2.2-136，固相の基質拡散方程式数式 2.2-144，浸透・圧密方程式数式 2.2-156 は古典理論を拡張したものであり，拡散場と浸透場の関係に新しい光を当てている。

2.3 統合型地下水数値解析法の開発

2.3.1 概説

斜面での降雨時浸透流解析においては背面流入量を考えることが必要であり，そのため降雨遅延応答モデルとしてタンクモデルが適していることはすでに述べた。しかし，タンクモデルは概念的モデルであり，浸透メカニズム等は評価できていない。また，有限要素法は斜面において特に重要な水収支の概念を考慮できない。従って，タンクモデル単独，あるいは有限要素法単独での解析のみでは対象地盤に対して充分な考察が行えないと考えられる。

表 2.3-1 にタンクモデルと有限要素法の特徴をまとめる。タンクモデルの利点は，斜面における流入，流出の非線形指数減衰特性を容易に再現できることである。ここで重要なのは，タンクモデルにより算出される流入量，流出量が降雨に応答している点である。さらに，タンクモデルは浸透時の降雨損失も再現できる。有限要素法の利点は浸透メカニズムを考慮でき，不均質性や異方性を持つ複雑な地盤のモデル化が容易にできる点である。

本項では水循環系を考慮し地下水挙動を評価する変動境界浸透流解析法の開発を目指し，これらの利点を統合することを目的とし，斜面における浸透流解析へのタンクモデルの導入について検討する[35), 36), 37)]。

表 2.3-1 タンクモデルと有限要素法の特徴

	タンクモデル解析	有限要素法
解析対象	・ 領域（流域）	・ 座標軸を持つ地盤モデル
利点	・ 降雨応答の再現 ・ 水収支の評価	・ モデルの自由度 ・ 浸透メカニズムの評価 ・ 飽和－不飽和流域の評価 ・ 地盤内ポテンシャル分布の出力
欠点	・ 浸透メカニズムは考慮しない ・ 物理性のない概念モデル	・ 広域モデルには不適 ・ 水収支評価が不適

2.3.2 境界部変動モデル

従来の浸透流解析では解析境界部における境界条件は以下の 3 つであった。

① 水位が一定（h=一定），②不透水層（$Q=0$），③一定流量流入（$Q=Q_0$）

山地の植林や土地利用法によっても異なるが，一般に急傾斜地や山地部と平野部の境界では，降雨の数割は山地内に不飽和状態で確保され，その流れは側方浸透流が卓越する。したがって，一定流量に近い涵養量があると仮定することが妥当である。しかしながら実際は，その流量を決めることは困難である。現状ではこの流量を一定とし，一定流量あるいは一定水頭を境界条件として 2.2.3 の数式 2.2-22 あるいは数式 2.2-23 に入力している。しかし，斜面の水収支を考え，地下水の流れを総括的に捉えるには，そのような固定条件は適当でないと考える。特に図 2.3-1 に示すような，地下水位変動に伴う斜面崩壊のメカニズムを考える場合，それは明らかである。本研究では，特に斜面内の側方浸透量が卓越する場合や山地斜面における境界条件の設定法としてタンクモデルによる変動水位や変動流入量を浸透流解析に統合する。タンクモデルによる水位予測は降雨非定常条件の解析時に有効性が認められる。

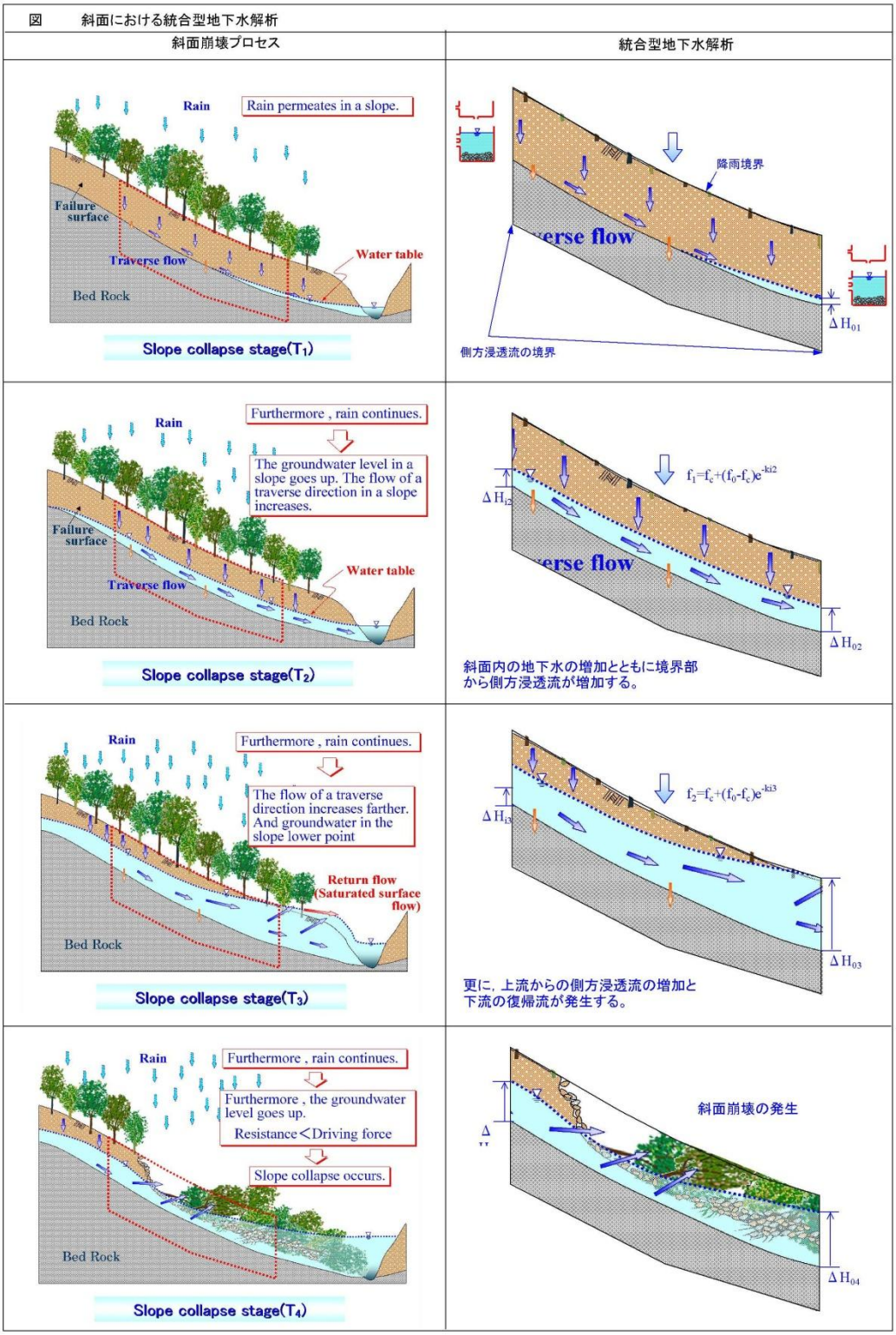


図 2.3-1　斜面における統合型地下水[38)]

2.3.3 貯留型タンクモデルによる流量，水位の統合方法

(1) 概説

実際の解析対象とされる地形を考えると平坦なところはまれであり，山間部や緩急斜面での境界が設定されることが多い。そういった場合に，斜面での水文学的考察に対応でき，降雨に応答するモデルがタンクモデルであり，このモデルで計算を行うと，複雑な条件下でも解析結果として検討はずれの値を与えることがなくなる。タンクモデルは貯留排水過程である指数減衰特性を有し，数値解析では表現しがたい非線形現象を容易に再現できる。コンピュータの計算能力や要求される解析精度に合わせて，水位変動の少ない領域をこういった特徴を持つタンクモデルで置き換えて，タンクモデルから得られる流入量や流出量，あるいは地下水位を有限要素法の境界条件に変える。

ここで問題となってくるのは以下に述べる有限要素法の適用範囲である。

(2) 有限要素法の適用範囲

① タンクモデルに置き換えた部分では鉛直方向の流れは考慮できないため，鉛直方向の流れが無視できないと考えられる箇所では有限要素法を適用しなければならない。鉛直流れが卓越するのは，降雨浸透がある場合，不飽和領域である。

② タンクモデルはタンク内の有効間隙率や地下浸透量から，地下水位については評価可能であるが，地盤内の浸透メカニズムは評価していない。したがって，地盤内部の浸透メカニズム，圧力水頭の変化を評価したい場所・場合においては有限要素法を適用すべきである。

③ タンクモデルはボーリング孔における水位の実測値からタンク係数を定めて水位を決定するため，実測値のないところでは機能しない。したがって，水位を実測できない箇所などでは有限要素法を用いる。

2.3.4 簡易モデルにおけるシミュレーション

有限要素法にタンクモデルを境界条件として設置したときの斜面降雨非定常解析における有効性を見るため，簡易モデルにおいてシミュレーションを行った。モデルは図 2.3-2 に示すように上から 5m がすべり土塊，すべり土塊の下が岩盤である。それぞれの不飽和特性と降雨波形は図 2.3-3 に示す。図 2.3-4～図 2.3-8 は，タンクモデルと斜面における断面二次元浸透流解析を組み合わせて，簡易モデルにより地下水解析を行った例を示す。

さらに，図 2.3-9～図 2.3-13 はすべり土塊を上から 10m に設定した場合の解析結果である．これらの結果から以下のことが言える。

- 固定水頭境界とタンクモデルによる変動境界では，斜面における水位変動やポテンシャル分布に大きな違いが現れている。
- 同じ降雨波形を与えても，タンクモデルによる変動境界を設定したほうが地下水位の立ち上がりが早く，また一定値に落ち着くまでにより長い時間がかかる。つまり，タンクモデルの方が斜面安定という点から見れば危険な状況を再現していることになる。
- 特にすべり土塊が 10m のモデルでは，変動境界の効果が明瞭に現れている。このことから，タンクモデルはすべり面が深い位置にある地すべり地域において特に効果をあらわすと考えられる。
- この解析事例は簡易モデルであるが，タンクモデルと固定水頭で水位の変動の仕方に大きな違いがあらわれることを示している。

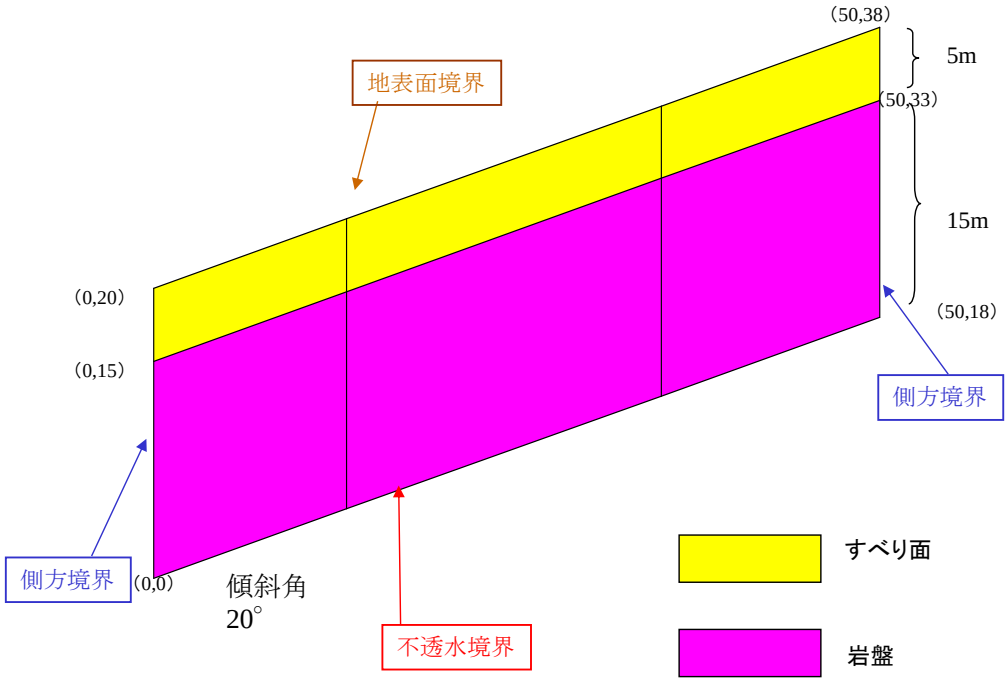
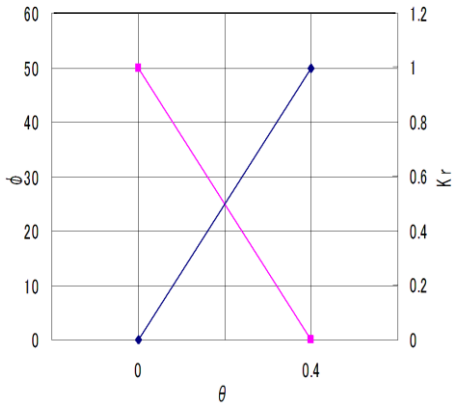


図 2.3-2　解析モデルと境界条件

①不飽和特性

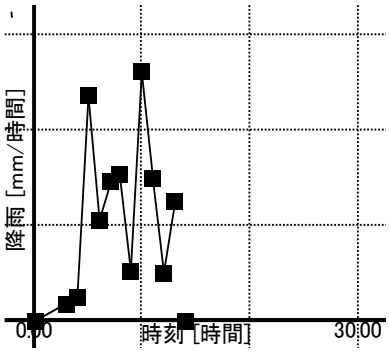


②透水係数

すべり面　　$k = 1.0 \times 10^{-2} cm / \sec$

岩盤　　$k = 1.0 \times 10^{-5} cm / \sec$

③降雨波形



時刻[時間]	降雨[mm/秒]
0	0
3	1.6
4	2.4
5	23.5
6	10.5
7	14.5
8	15.2
9	5.1
10	26
11	15
12	5
13	12.5
14	0

図 2.3-3　解析条件

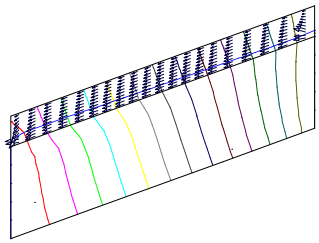
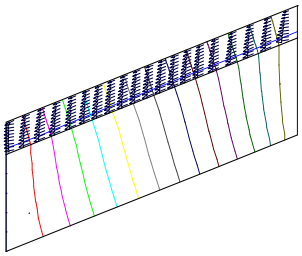
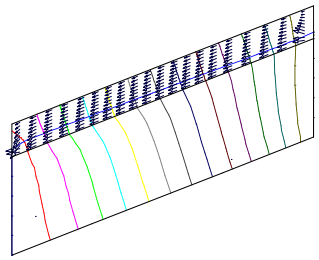
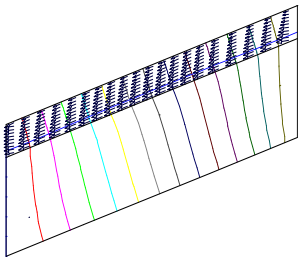
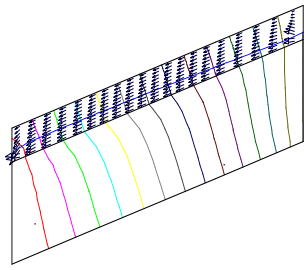
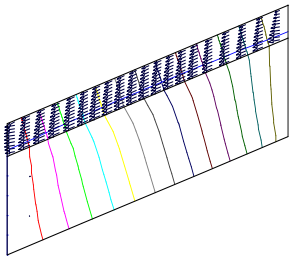
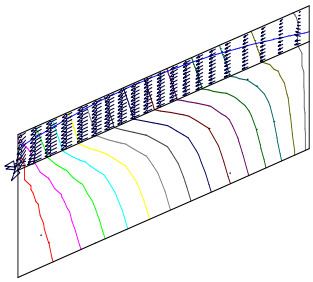
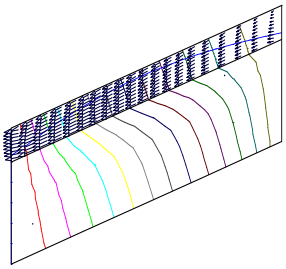
タンクモデル	固定水頭
1時間後 	
2時間後 	
4時間後 	
6時間後 	

図 2.3-4　解析結果①　すべり面５ｍの場合の全水頭分布と水位（その１）

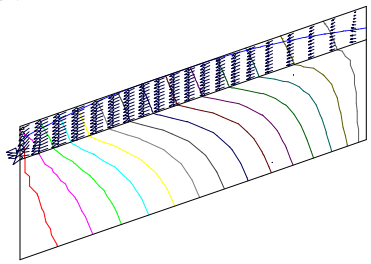
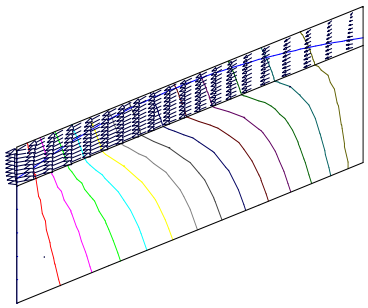
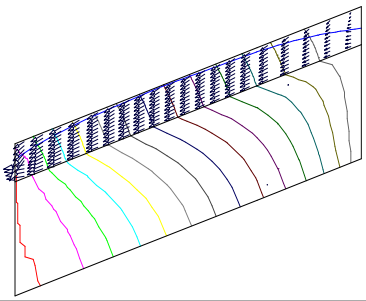
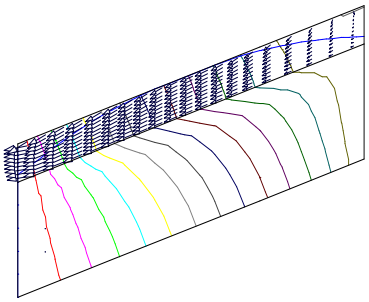
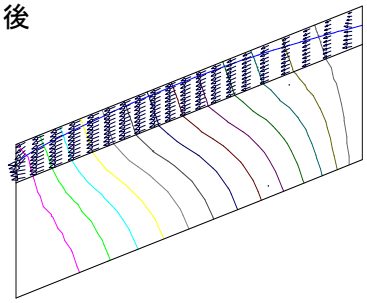
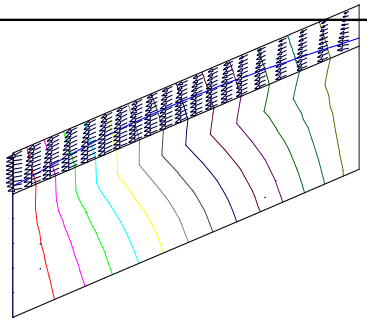
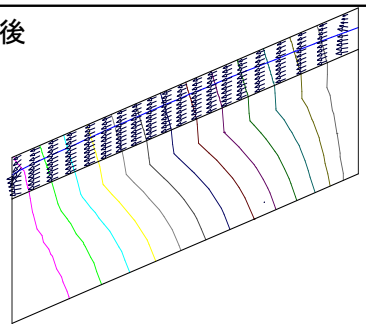
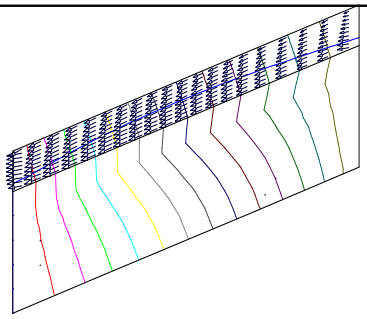
タンクモデル	固定水頭
8時間後 	
10時間後 	
12時間後 	
14時間後 	

図 2.3-5　解析結果①　すべり面５ｍの場合の全水頭分布と水位（その２）

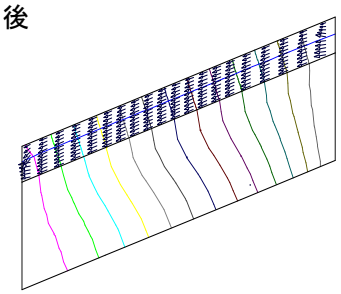
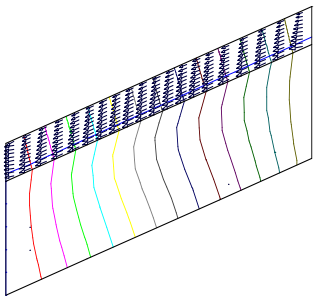
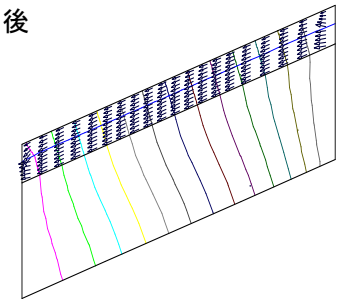
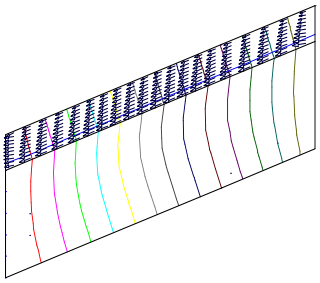
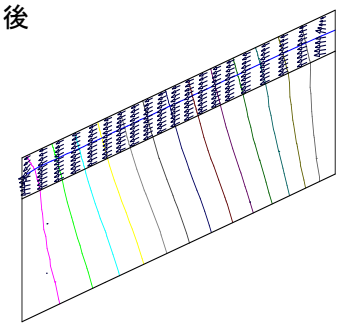
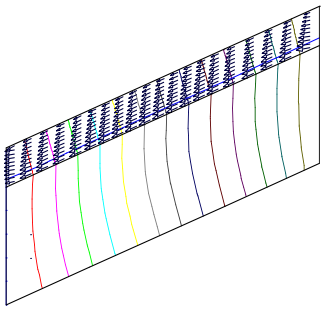
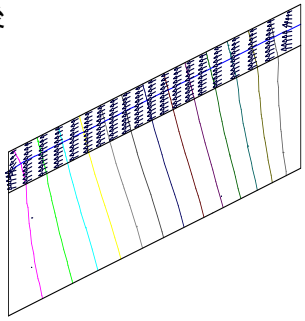
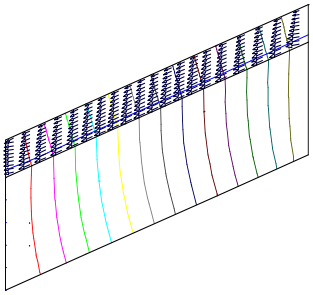
タンクモデル	固定水頭
16時間後 	
18時間後 	
20時間後 	
22時間後 	

図 2.3-6　解析結果①　すべり面５ｍの場合の全水頭分布と水位（その３）

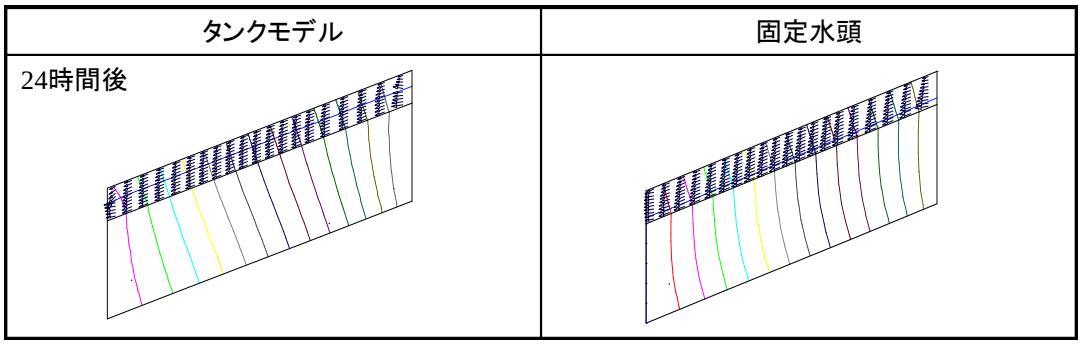


図 2.3-7　解析結果①　すべり面５ｍの場合の全水頭分布と水位（その４）

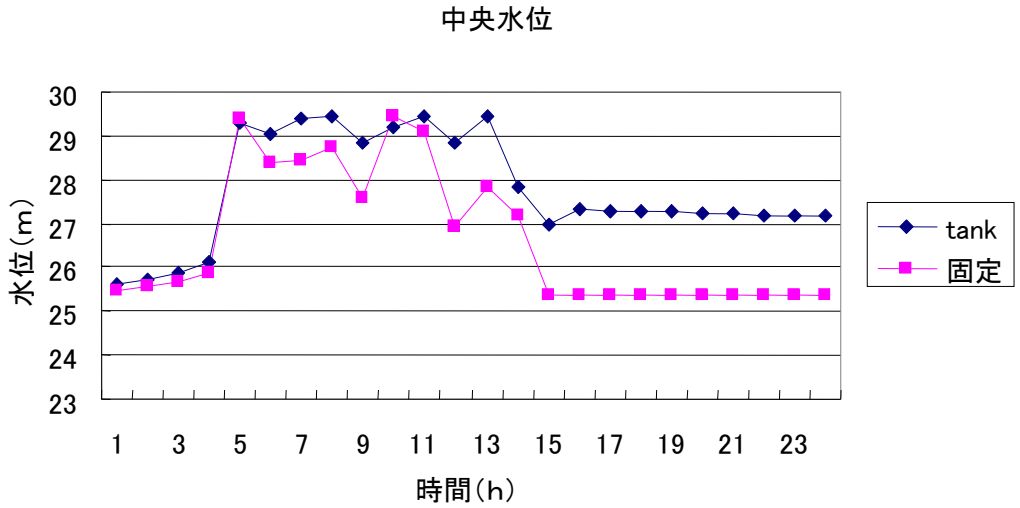


図 2.3-8　解析結果①　すべり面５ｍの場合の全水頭分布と水位（その５）

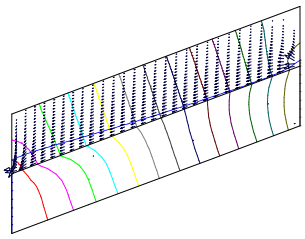
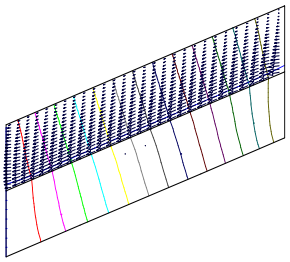
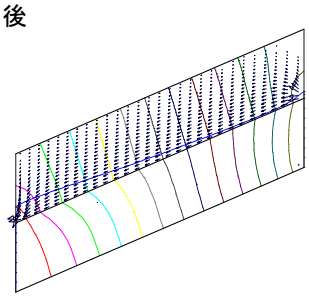
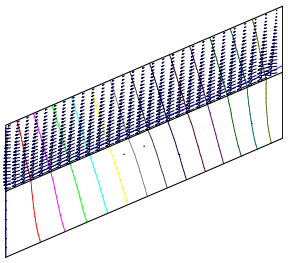
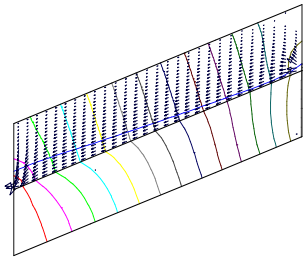
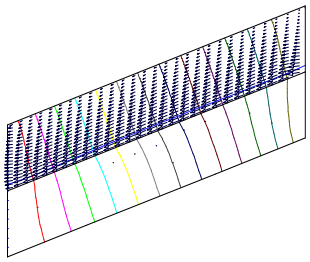
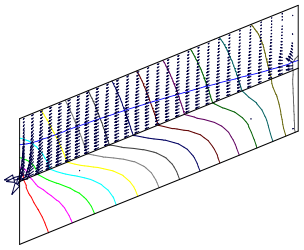
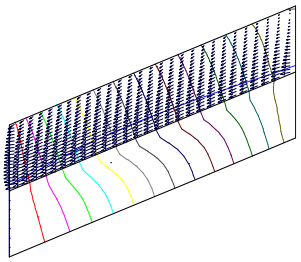
タンクモデル	固定水頭
1時間後 	
2時間後 	
4時間後 	
6時間後 	

図 2.3-9　解析結果②　すべり面１０ｍの全水頭分布と水位（その１）

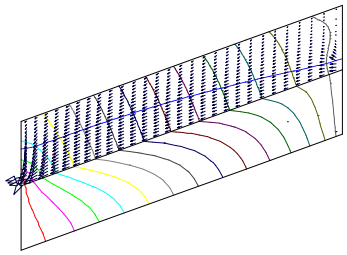
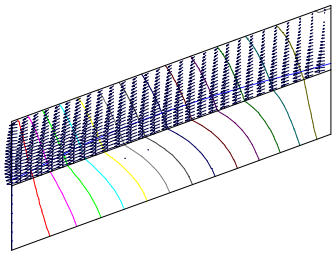
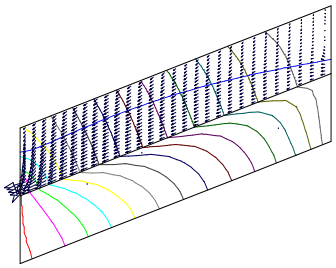
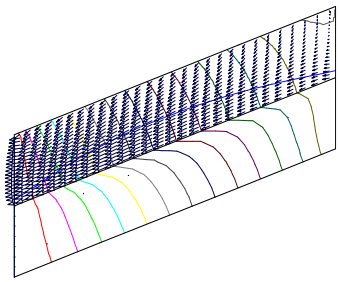
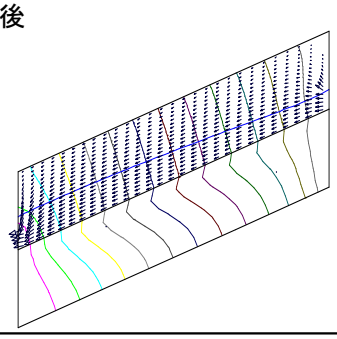
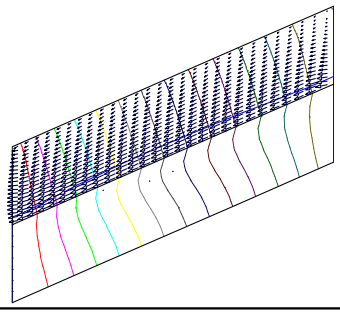
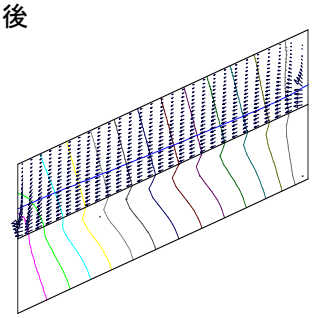
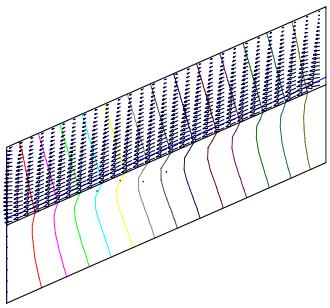
タンクモデル	固定水頭
8時間後 	
10時間後 	
12時間後 	
14時間後 	

図 2.3-10　解析結果②　すべり面１０ｍの全水頭分布と水位（その２）

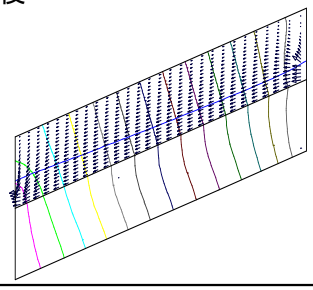
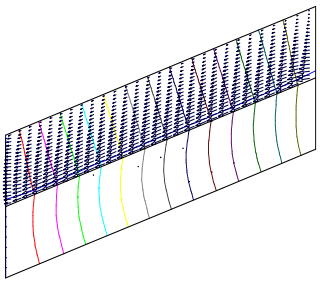
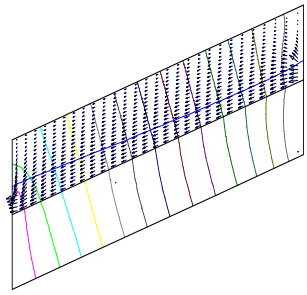
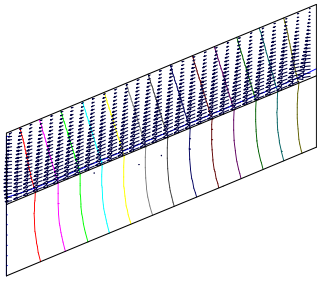
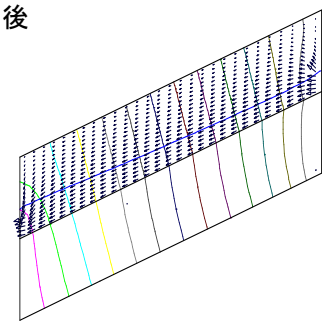
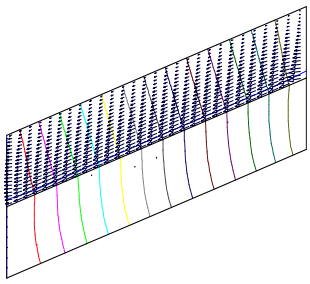
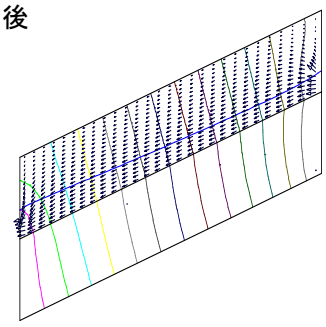
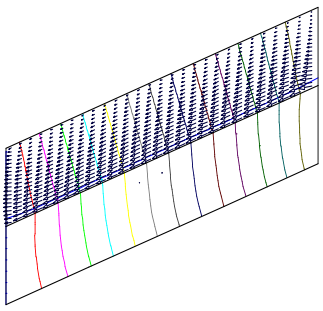
タンクモデル	固定水頭
16時間後 	
18時間後 	
20時間後 	
22時間後 	

図 2.3-11　解析結果②　すべり面１０ｍの全水頭分布と水位（その３）

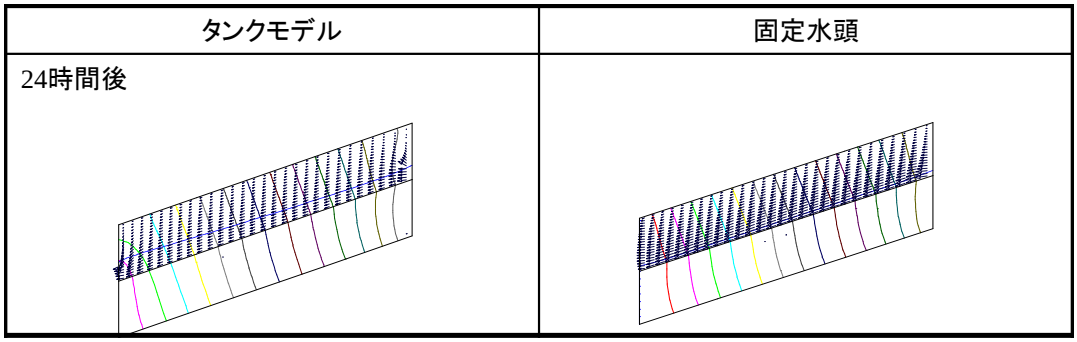


図 2.3-12　解析結果②　すべり面１０ｍの全水頭分布と水位（その４）

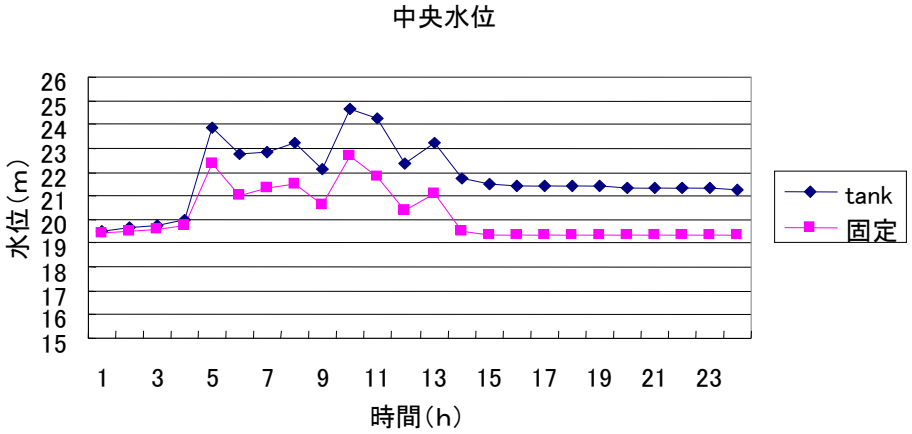


図 2.3-13　解析結果②　すべり面１０ｍの場合の全水頭分布と水位（その５）

2.3.5 実際の現場におけるシミュレーション

簡易モデルにおいてタンクモデルを浸透流解析に組み込んだ際に，固定水頭とは異なった解析結果が示された。本項では，実際の現場において同様のシミュレーションを行う。2.1.3 ではタンクモデルを用いることによって，複雑な地盤条件の下で実測地下水位をある程度再現できるというタンクモデル自体の有効性を山形県水沢地区の現場において示した。本項では同じ現場において，タンクモデルを側方境界条件に設定した断面 2 次元浸透流解析を行う。

(1) 解析条件

図 2.3-14 に解析断面位置，緑色の実線で断面二次元浸透流解析の実施期間，降雨波形を示す。本研究では，1995 年 8 月 10 日から 8 月 11 日の間，断面 2 次元浸透流解析を行った。

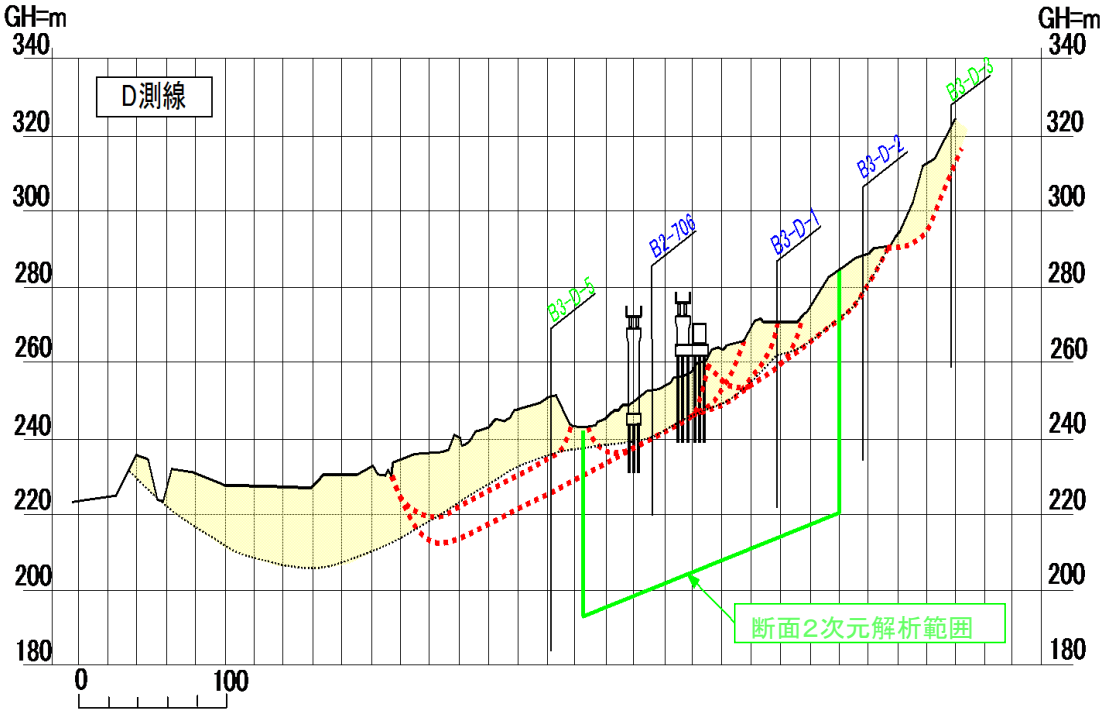


図 2.3-14　解析断面位置 D 側線（D 側線 B ブロック）[39)]

図 2.3-15 に解析モデルを示す。図に示すような境界を設け，図 2.3-16 に示す tank1（上方），tank4（下方）からの変動水頭と，変動水頭の平均値を固定水頭として側方境界条件に設定して比較した。

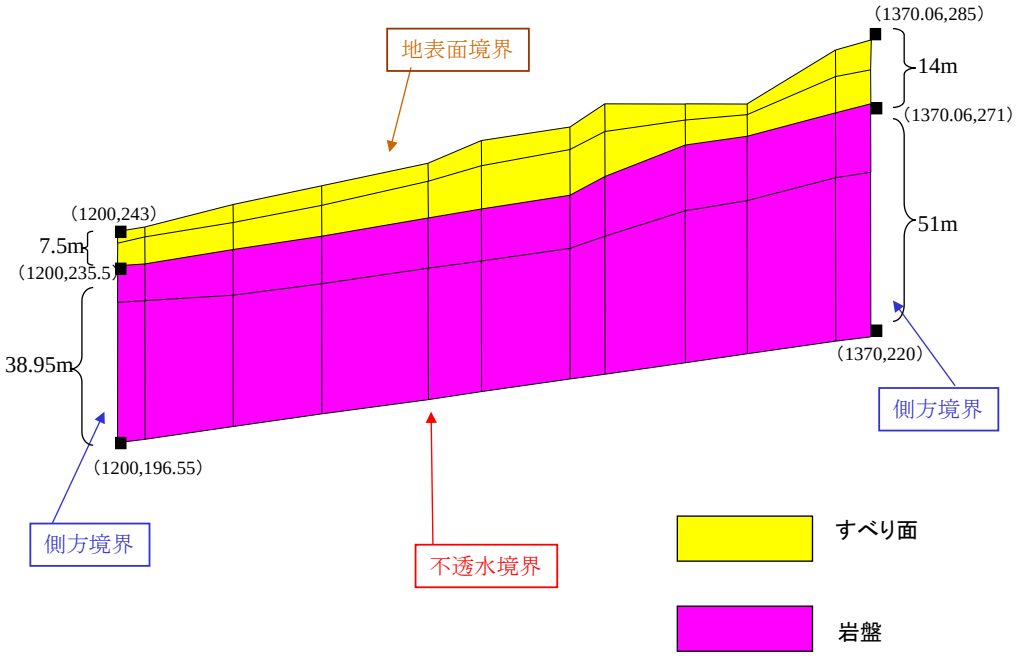
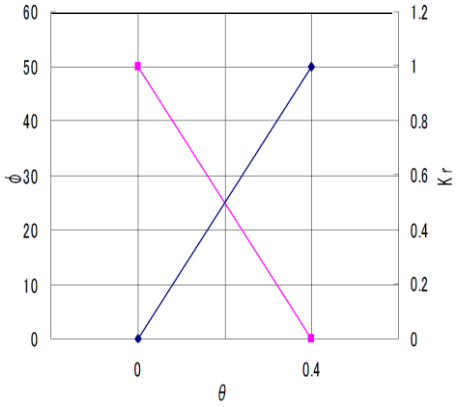


図 2.3-15　解析モデルと境界条件

解析に用いた地盤パラメータを図 2.3-16 に示す。不飽和特性はすべり土塊，岩盤ともに 2.3.4 に示した簡易モデルを用いた。図 2.3-17 は水沢地区での地下水位実測値とタンクモデルを用いて算出した水位の比較である。同図に示すように，タンクモデルを用いて水沢地区の地下水位がよく表現できている。

①不飽和特性

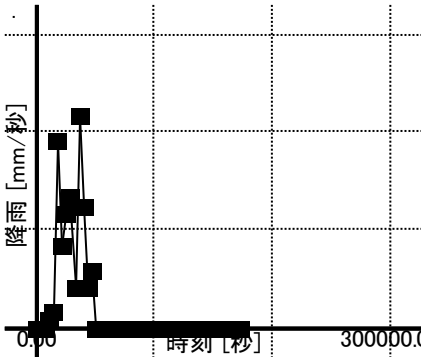


②透水係数

すべり面 $k = 1.0 \times 10^{-2} cm / \sec$

岩盤 $k = 1.0 \times 10^{-5} cm / \sec$

③降雨波形



時刻[時間]	降雨[mm/秒]
0～2	0
3	0.0008
4	0.00017
5	0.00192
6	0.00083
7	0.00117
8	0.00133
9	0.00042
10	0.00217
11	0.00125
12	0.00042
13	0.00058
14～48	0

図 2.3-16　解析条件

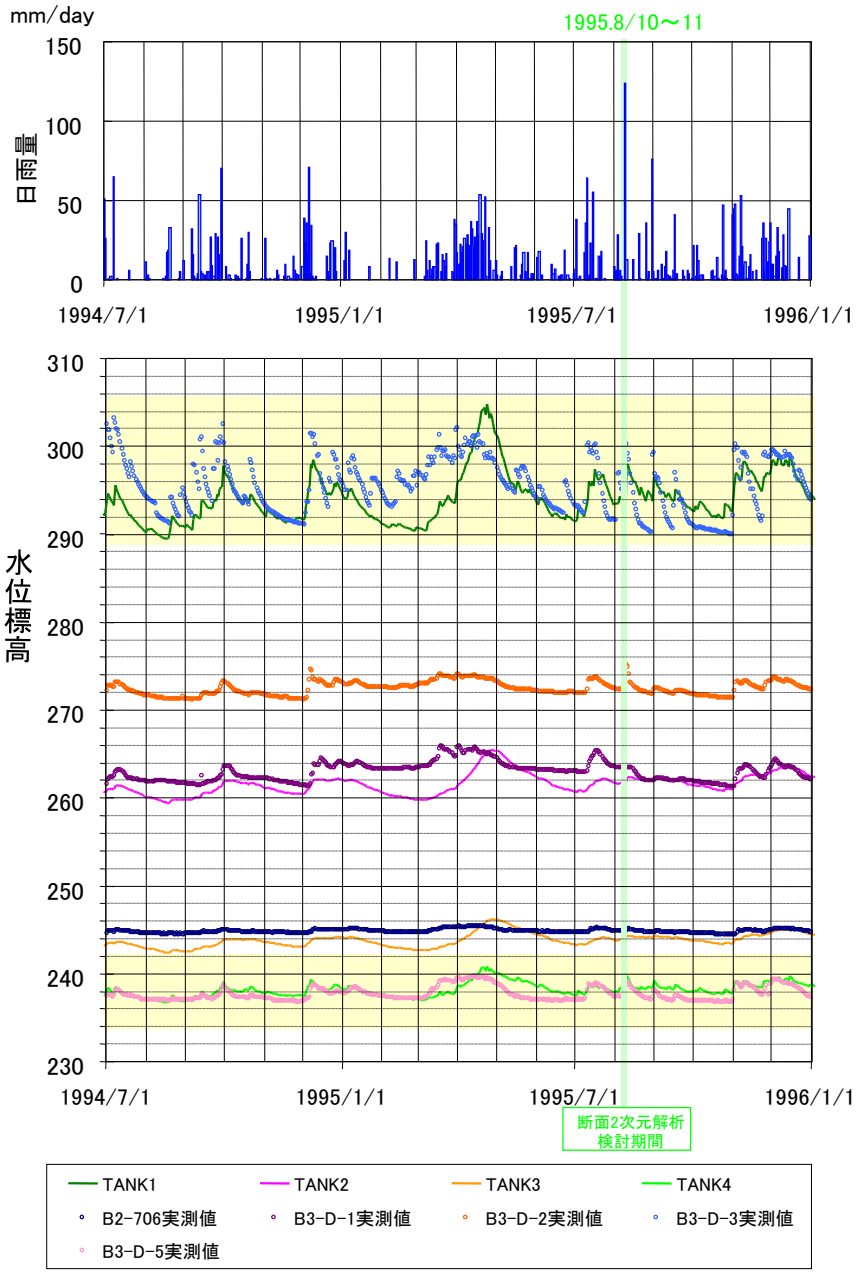


図 2.3-17　水沢地区の実測地下水位とタンクモデルによる比較

図 2.3-18，図 2.3-19 にはタンクモデル解析を用いた変動水頭と，固定水頭を示す。

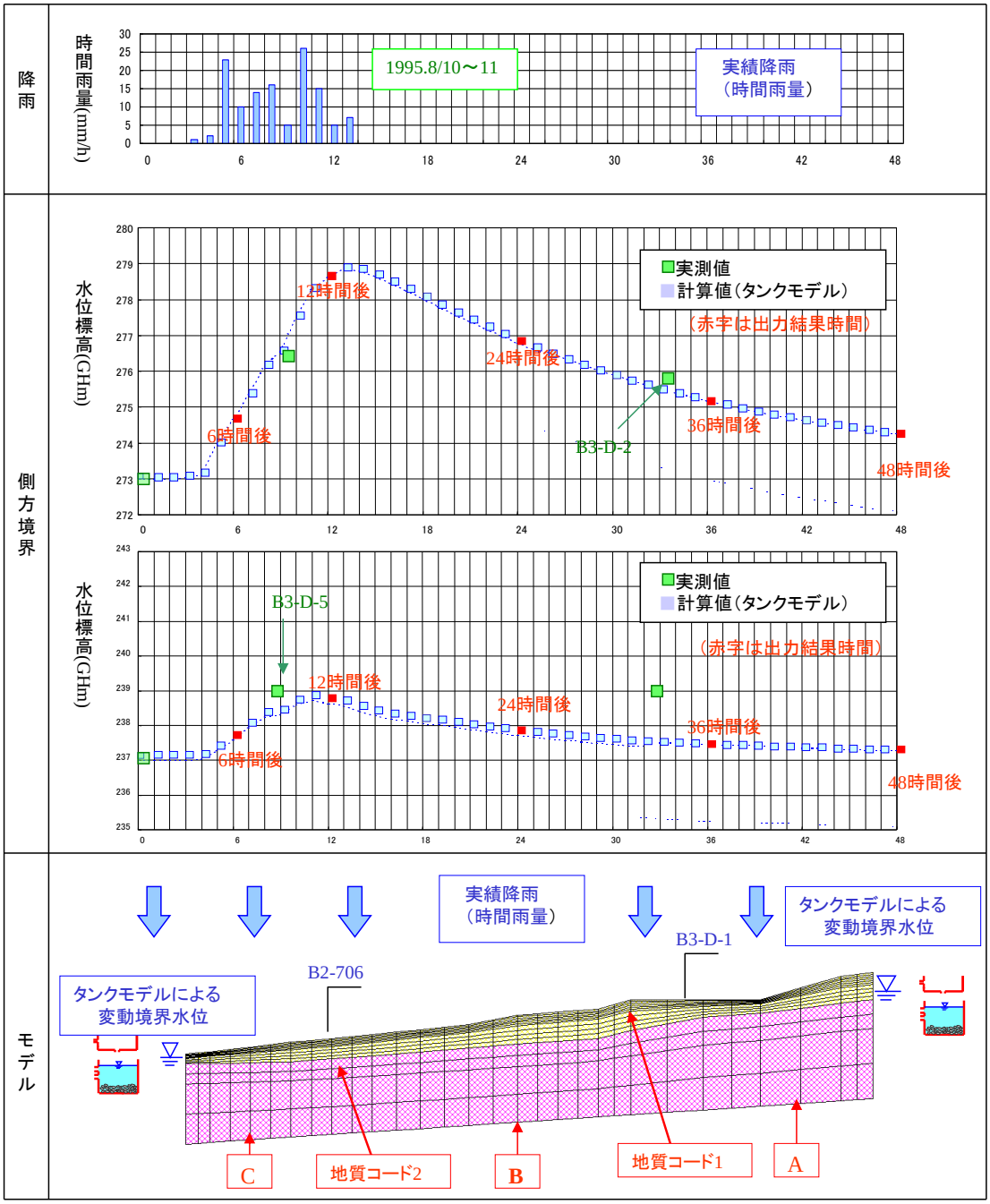


図 2.3-18　斜面における統合型地下水解析実施例

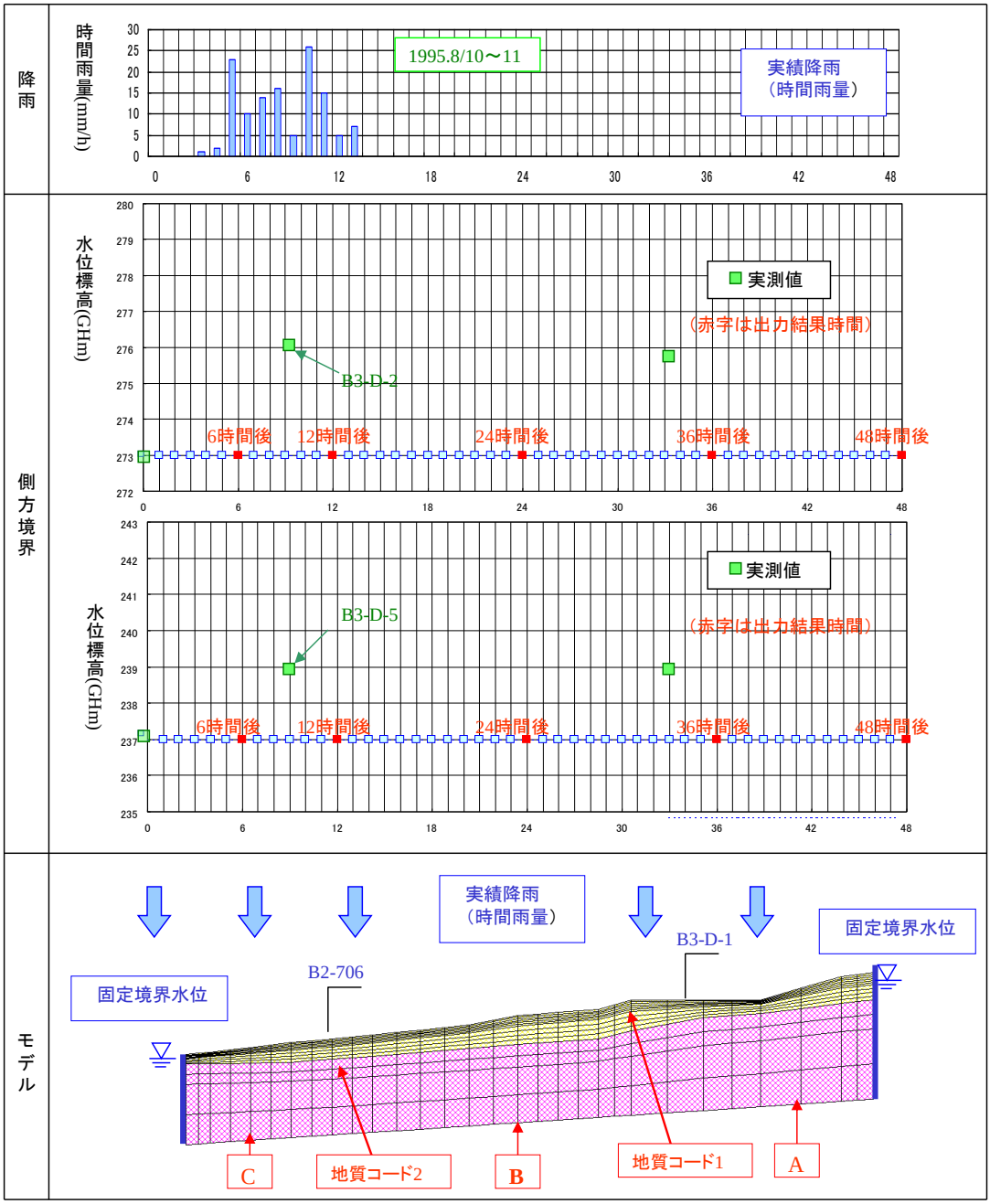


図 2.3-19　斜面における統合型地下水解析実施例

(2) 解析結果と考察

図 2.3-21，図 2.3-22 は断面 2 次元浸透流解析の解析結果である。図 2.3-20～図 2.3-21 は全水頭分布，図 2.3-22 は図 2.3-19～図 2.3-21 の A 点，B 点，C 点における水位変化図である。これらに対して以下のような考察が得られる。

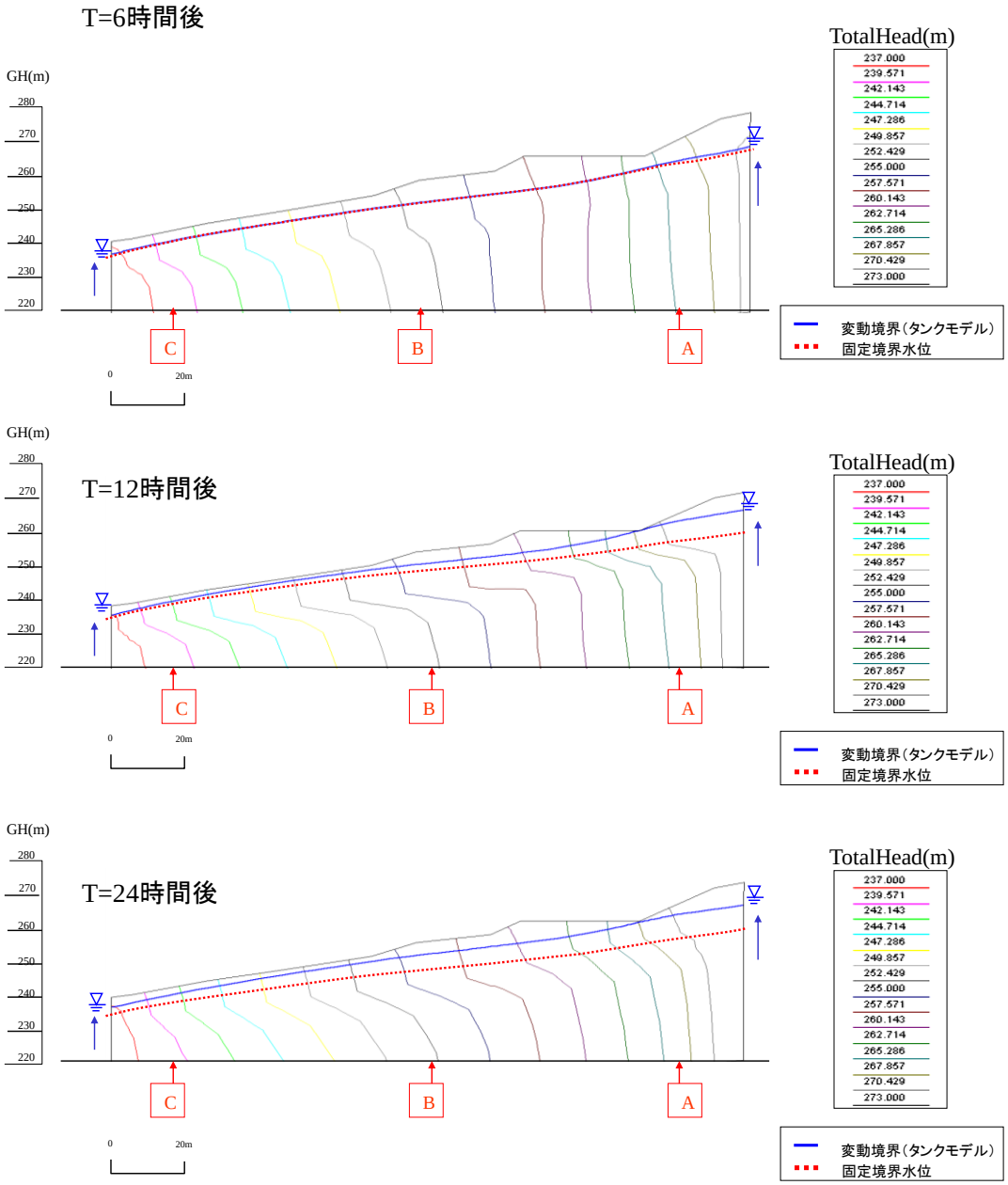


図 2.3-20　全水頭分布（その 1）

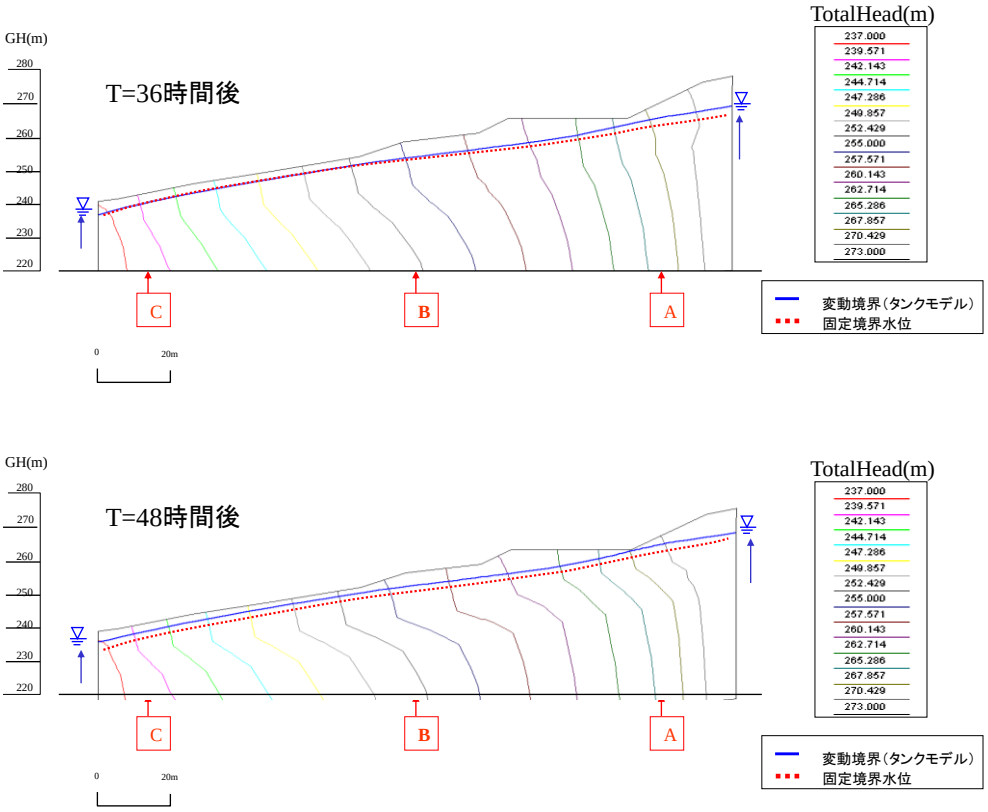


図 2.3-21　全水頭分布（その２）

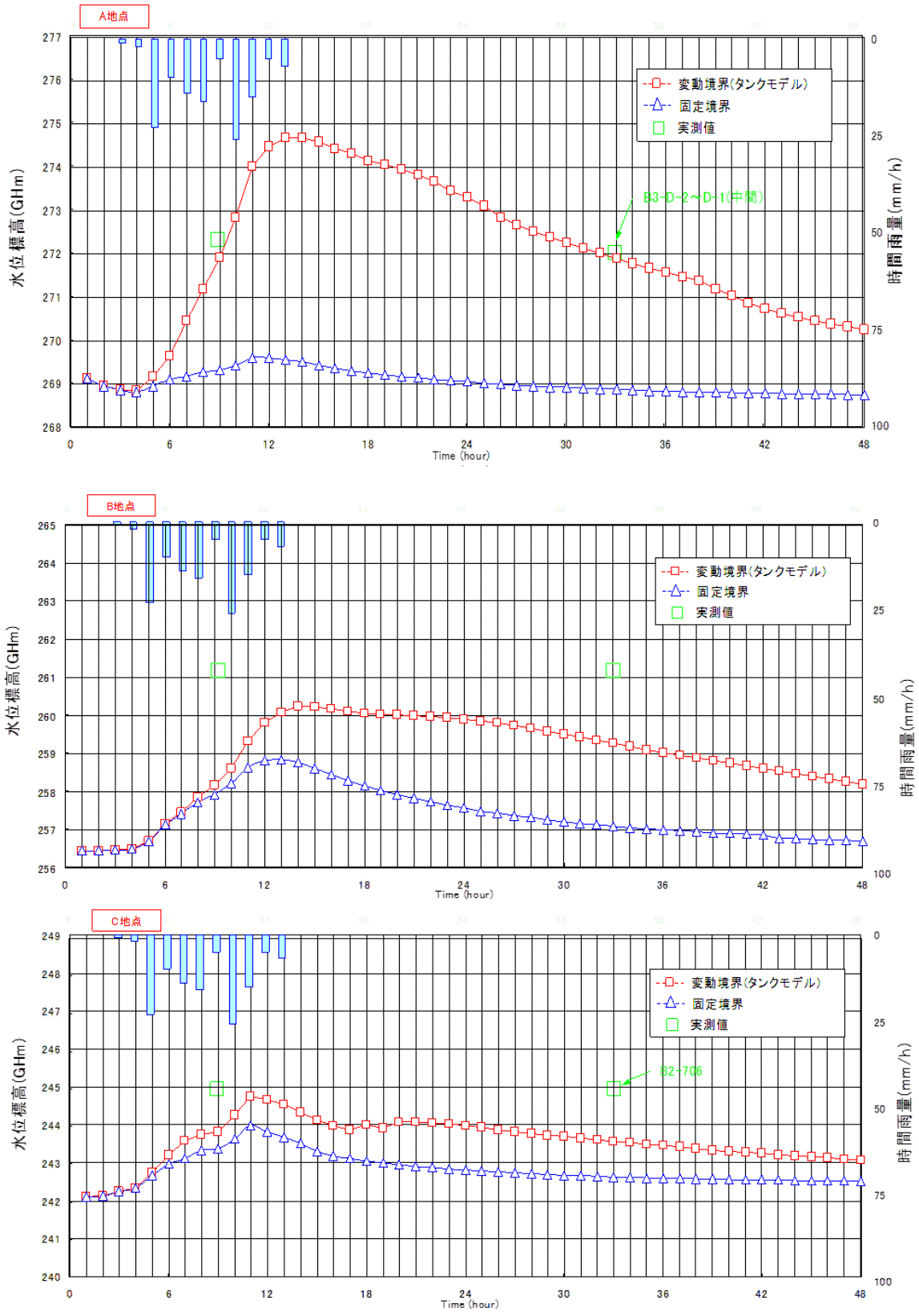


図 2.3-22　各地点の地下水位変化

以上の結果より，以下のような考察が得られる。

- タンクモデルによる解析結果は固定水頭とくらべて実測値に近い（図 2.3-22）。
- タンクモデルによる解析結果の水位が固定水頭の結果に較べて早く上がり，また，下がるのが遅い（図 2.3-20～図 2.3-22）。この結果より，タンクモデルが降雨に早く反応すること，また，降雨の遅延応答効果を良く表すと考えられる。
- さらに，全体を通して，タンクモデルを用いた結果は固定水頭のものよりも水位が高く位置している。したがって，実斜面において危険予測をする場合に特にタンクモデルが有効性を得ることもわかる。

以上の結果より，実際の斜面においてもタンクモデルの適用が可能，かつ必要であることがわかった。

2.3.6 3 次元統合型地下水数値解析法の開発に向けて

本研究は断面 2 次元においてシミュレーションを行い，斜面安定へとつなげることを目的とするものである。今後の大きな課題としては，3 次元浸透流解析への本手法の適用がある。高橋[40]は 3 次元浸透流解析，タンクモデル解析などを援用して水循環系を考慮できる統合型地下水数値解析法を提案している。この解析法の開発要素として降雨浸透に関するモデル化，地表水と地下水の相互モデル，および変動境界条件等が挙げられている。これらの開発要素のうち本研究では，特に斜面の場合において，2 次元浸透流解析にタンクモデルを統合する必要性を示し変動境界浸透流解析法を提案したが，地下空間は当然 3 次元であるので，2 次元浸透流解析では地下水挙動の再現性は不完全であると言わざるを得ない。統合型地下水数値解析法においても，特に斜面内の側方浸透流が卓越する場合や山地斜面における境界条件の設定法としてタンクモデルによる変動境界条件を統合すれば，従来の静的な解析法に較べ動的な解析法が構築される。すなわち，タンクモデルを統合することによってダイナミックな変動境界の再現が可能となると考えられる。また，タンクモデルは 2 次元の場合に見たように，降雨非定常解析時に特に有効性を発揮することから，豪雨時等の急激な水位変動を伴う斜面の地下水挙動を 3 次元においても良く表すことが期待される。

2.3.7 斜面安定解析

(1) 概説

斜面安定解析は，前項における変動境界浸透流解析での降雨時おける斜面の水位変動を予測するものである。水位が上昇すると，水位が上昇した土層内の間隙水圧 u は増加する。本章では，間隙水圧の上昇がどの程度斜面安定を不安定化させるか考える。

(2) 岩盤斜面の崩壊形態

岩盤斜面の崩壊形態を図 2.3-23 に示す[41]。岩盤斜面の崩壊形態は一般には，崩落現象・すべりなどによる崩壊，トップリング（転倒）崩壊，バックリング（座屈）崩壊に分けられる。これらの崩壊を予測する方法として，分割法（スライス法・ウェッジ法）等が存在する。分割法では，ある有限斜面を n 個のブロックに分割して，個々のブロックの極限平衡条件を用いて安全率を求める。極限平衡条件とは，各ブロックに作用する力がつりあっており，ブロックのいずれかの辺上で破壊条件が成立することである。分割法には，Fellenius, Bishop, Janbu, Spencer 等多くの方法が存在する。しかし，実際の自然斜面の安定問題に対象を限定すれば，次節に述べるとおり，無限斜面の安定解析法が最も意味のある方法である[42]。

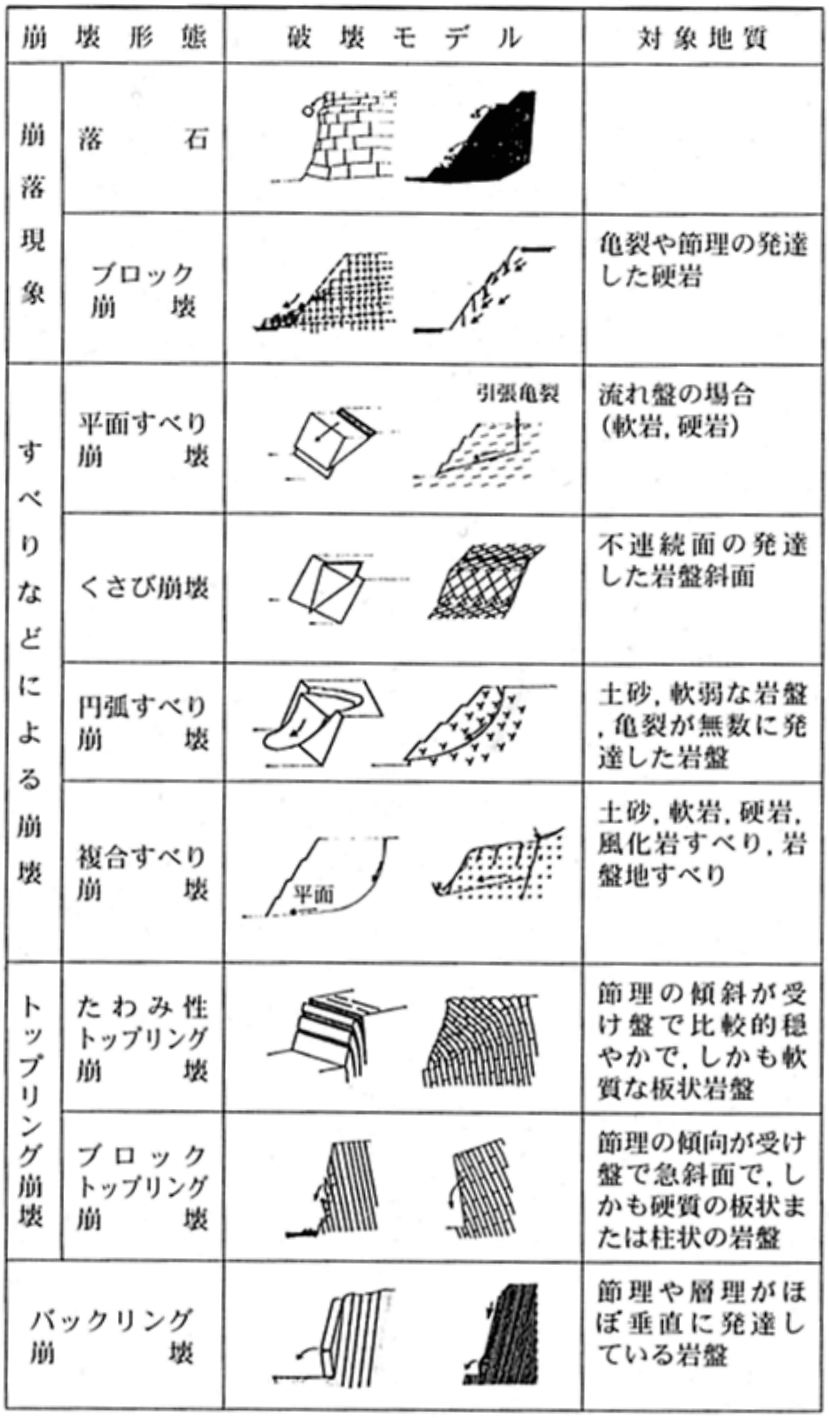
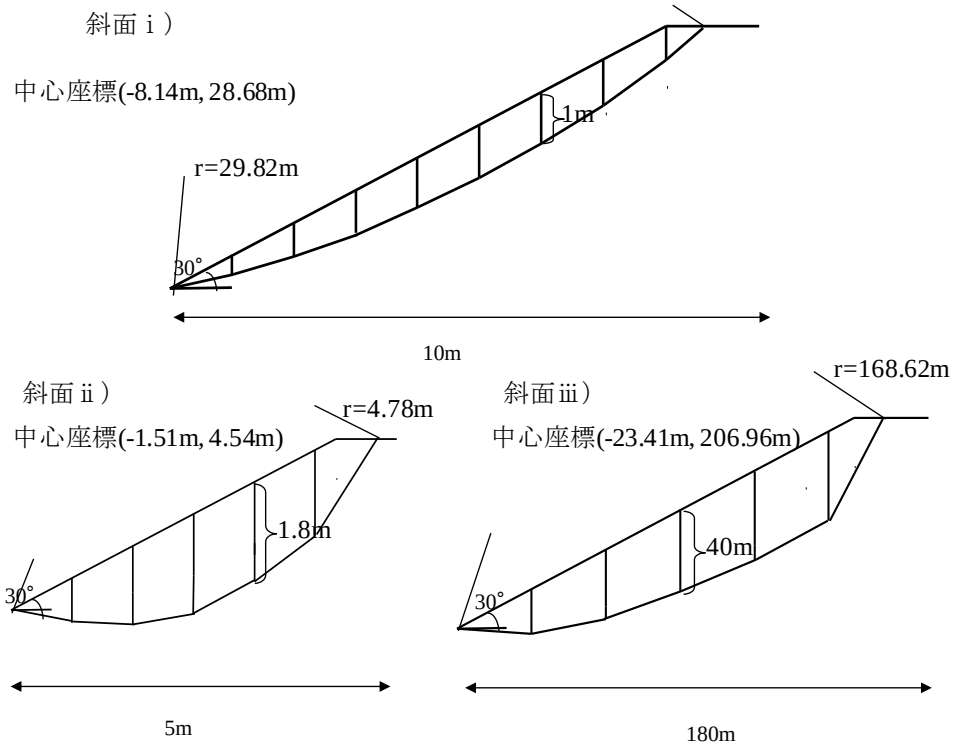


図 2.3-23　岩盤斜面の崩壊形態の分類[43)]

(3)　無限斜面の安定解析 [42)]

図 2.3-24 は無限斜面としての安全率が 1 となる斜面を，各種のスライス法を用いて安定解析した結果である。すべり土塊の H/L の低下とともに，「①解析法による安全率の差がなくなり，②無限斜面としての安全率に近づく。」ことが明らかである。これはどのようなスライス間の仮定をしていても，すべり土塊が薄くなるに従い，ほとんどのスライスで左右のスライス間力が等しくなるため有限斜面を無限斜面とみなした仮定の影響が消えて，最後には左右の側面力を等しいと仮定する無限斜面としての安全率になってしまうからである。



	H/L	安全率					
解析法		FELLE	SPEN	BISHOP	JANBU	GLEM	無限
斜面ⅰ）	<0.1	1.059	1.072	1.072	1.059	1.074	1
斜面ⅱ）	>0.3	1.302	1.501	1.505	1.322	1.504	1
斜面ⅲ）	0.2	1.116	1.246	1.25	1.134	1.248	1

図 2.3-24　各種の安定解析法による安全率とすべり土塊の H/L の関係 [43)]

図 2.3-25 は降雨時に崩壊した愛媛県東予地方のまさ土の自然斜面での，崩壊土塊の幾何形状の調査結果である [39)]。平均的には，勾配 50°程度の斜面で，厚さ 50cm，長さ 10m，幅 15m 程度の薄い土塊が基岩の上を滑っていることになる。すなわち，降雨による斜面崩壊では，すべり土塊の H/L は 0.1 以下という小さな値を示しており，広島か神戸での調査結果でもほぼ同様かより小さな値を示している。これらの調査による土塊の層厚－長さ比から，降雨による斜面崩壊は実用的な意味でも，長大斜面の安定解析法を用いてよいことは明らかである。また，上野[44)]の地すべりに関する調査によれば，地すべりにおいても H/L は 0.07 から 0.25 の範囲に収まり，かなりの割合の地すべりが無限斜面の安定解析法により充分な精度で解析できることは明らかである。

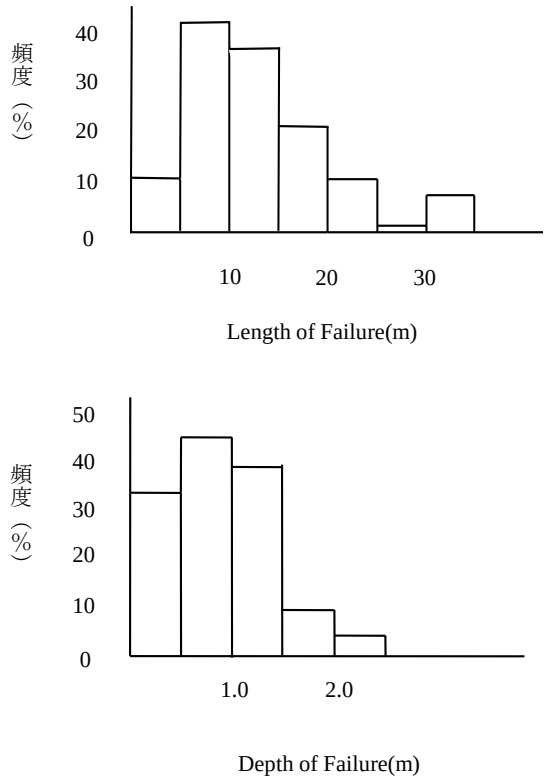


図 2.3-25　崩壊斜面での崩壊土塊の幾何形状の調査結果 [24)]

(4)　無限斜面における極限平衡法による降雨時の斜面安定解析の理論

ここでは，図 2.3-26 のように斜面に沿う水の流れがあるときの，斜面を無限と仮定した安定計算式を記述する。

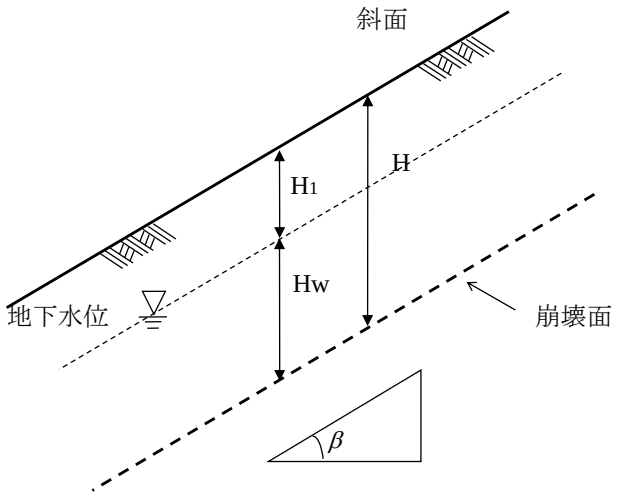


図 2.3-26　斜面に沿う水の流れがあるときの斜面の安定

まず，B 点の位置水頭は 0 とし，B 点の圧力水頭h_pを求めてみる。G 点の圧力水頭は 0 であることから，G 点の全水頭値は GH の長さに等しい。また，B 点と H 点は等ポテンシャル線上にあることから，B 点の圧力水頭も GH に等しい。つまり，数式 2.3-1 となる（図 2.3-27）。

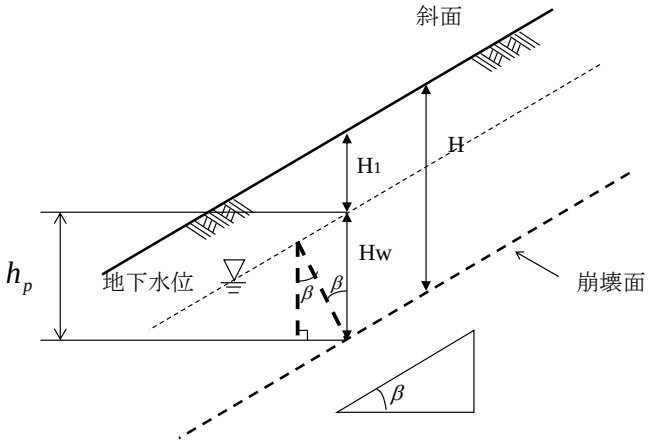


図 2.3-27　圧力水頭 h_p の導出

左右の側面に働く水圧の大きさは，互いに同じ大きさで逆向きに働くから釣り合っており，水圧としては底面に左上向きに働く力のみを考えればよく，この底面に働く水圧は間隙水圧 u_b として働く（図 2.3-28）。

$$u_b = \gamma_w h_p = \gamma_w (H - H_1)\cos^2\beta$$　　数式 2.3-2

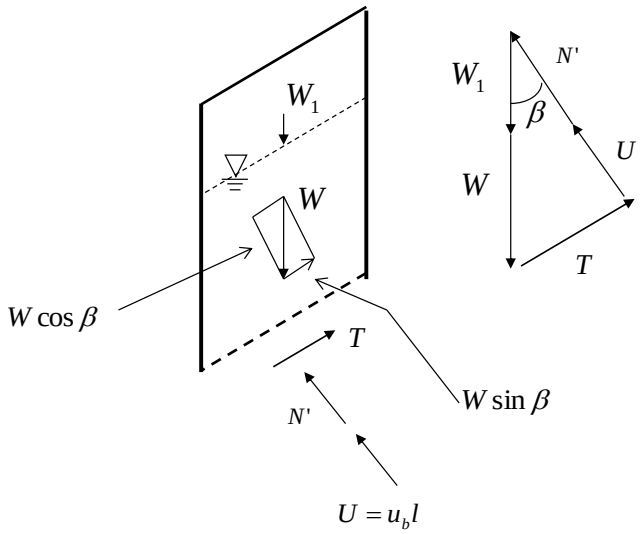


図 2.3-28　間隙水圧 u_b の導出

帯変の全重量 W は地下水面上で γ_t，水面下で γ_{sat} を用いると，

$$W = \{\gamma_t H_1 + \gamma_{sat}(H - H_1)\} l\cos\beta$$　　数式 2.3-3

であり，これが底面長 l にわたって一様に分布すると考えると底面の垂直応力 σ，せん断応力 τ は，

$$\sigma = \frac{W\cos\beta}{l} = \{\gamma_t H_1 + \gamma_{sat}(H - H_1)\}\cos^2\beta$$　　数式 2.3-4

$$\tau = \frac{W\sin\beta}{l} = \{\gamma_t H_1 + \gamma_{sat}(H - H_1)\}\cos\beta\sin\beta$$ **数式 2.3-5**

今，底面で間隙水圧u_bが作用しているので底面の有効応力σ'は，

$$\sigma' = \sigma - u^b = \{\gamma_t H_1 + \gamma_{sat}(H - H_1)\}\cos^2\beta - \gamma_w(H - H_1)\cos^2\beta$$
$$= \{\gamma_t H_1 + \gamma'(H - H_1)\}\cos^2\beta$$ 数式 2.3-6

したがって，c'，ϕ' 法で検討すると，安全率F_sは

$$F_s = \frac{S}{\tau} = \frac{c' + \sigma'\tan\phi'}{\tau} = \frac{c' + \{\gamma_t H_1 + \gamma'(H - H_1)\}\cos^2\beta\tan\phi'}{\{\gamma_t H_1 + \gamma_{sat}(H - H_1)\}\cos\beta\sin\beta}$$ 数式 2.3-7

と求められる。但し，c'は有効応力に関する土の粘着力(tf/m^2),ϕ'は有効応力に関する土の内部摩擦角（度）である。

(5) 簡易モデルによる斜面安定計算

2.3.4 に記述した簡易モデルから得られた結果の水位を用いて，実際に斜面安定解析を行った。すべり土塊は砂質土であるから，γ_t=1.8tf/cm^3，間隙比 e=0.302，土粒子密度 G_S=2.65g/cm^3，γ_w=1.0tf/cm^3とし，次式より γ_{sat}，γを得る。

$$\gamma_{sat} = \frac{G_s + e}{1 + e}\gamma_w = 2.28tf/cm^3$$

$$\gamma' = \gamma_{sat} - \gamma_w = 2.28 - 1.0 = 1.18tf/cm^3$$

また，数式 2.3-7 に代入する水位は，モデルのすべり面の底部から計ったものとし，各ケースにおいて最大水位を採用するものとする。従って，

表 2.3-2 に示すのは各ケースにおける最小安全率である。

表 2.3-2 最小安全率

	固定水頭	タンクモデル
すべり土塊 5 m	F_s =0.6389(5 時間後)	F_s =0.6364(8 時間後)
すべり土塊 10m	F_s =0.4605(10 時間後)	F_s =0.429(10 時間後)

表 2.3-2 の結果から次のような考察をすることができる。

- すべり面が 5m，10m のどちらのケースにおいても固定水頭よりタンクモデルの方が計算される安全率が低い。
- 各ケースにおける安全率の差はすべり面が 5m のケースよりも 10m のケースの方が大きく，タン

クモデルは地表面から深いところで発生する地すべり地帯において特に特徴をあらわすことがわかる。

- すべり面が 5m のケースを見てもわかるように固定水頭に較べてタンクモデルを用いた場合は，安全率が最小となるまでに約 3 時間余計にかかる。この結果は，地すべりが発生する危険のある時，道路を規制する警告の発令をいつ終わらせるかという現実的問題と係わってくる。つまり，固定水頭で解析した結果を見て，道路の交通規制を解除しても，タンクモデルによる解析から見ればあと 3 時間は危険な状態が続くということである。これはほんの一例に過ぎないが，2.3.5 に示すように，タンクモデルによる解析の方が実測値に近い値を算出できていたことも考え合わせると，タンクモデルを斜面安定解析に使うことにより，より正確な安全基準の想定が可能となると言える。

2.3.8 結論と今後の課題

本項では，地下水を含めた水循環系について着目し，浸透メカニズムを定量的に評価できる浸透流解析と，水収支を対象とするタンクモデル解析法の各々の有利性を考慮した上で，斜面における実用性を意識した地下水解析法の構築を目的とした解析法を開発した。

平坦な地盤の構成土壌や地質の分布と性状，降雨浸透などの複雑性に加えて，斜面では勾配や降雨遅延応答効果を伴う側方浸透流などの要素を考慮する必要がある。従って，従来の浸透流解析のように側方境界条件を一定として斜面を解析するのではなく，降雨と側方流量に呼応して変動する斜面特有の境界条件に注目した。これらの変動に対応でき，貯留排水過程である指数減衰特性を有するため数値解析では表現し難い非線形現象を再現できるタンクモデルと，不均質性や異方性を持つ飽和・不飽和領域の自由地下水面等を評価できる浸透流解析に統合することにより，斜面における合理的かつ実用的な解析システムの構築を提案した。

この手法の適用範囲としては，地すべり地域なども含めた大小規模の斜面，切土や盛土などの人工斜面も網羅できるものと考えられ，豪雨や融雪などによる地すべり発生予測への有効性が期待される。また，本手法により得られた解析結果を用いることにより，斜面安定計算を行うことにより，正確な安全率を想定できる。

この解析システムにおける今後の研究課題として，まず 3 次元モデルへの適用，有限要素法の適用範囲の検討が挙げられる。その上で，道路規制解除，融雪モデルへの応用が考えられる。

(1) 3 次元モデルへの適用，有限要素法の適用範囲

本研究で用いた浸透流解析は 2 次元断面におけるものである。しかし，当然，地下水挙動は 3 次元空間内で捉えるべきであり，平面 2 次元や鉛直 2 次元解析法によるモデル化では地下水挙動の表現が不十分と言わざるを得ない。従って，「地下水数値解析法をどのように利用するか」，またその時，「複雑な地盤・岩盤をどのようにモデル化して解析するのか」を論じる上で 3 次元浸透流解析が最適である。3 次元浸透流解析にタンクモデルを統合することの必要性は既に述べたとおりである。また，水収支を考慮できるタンクモデルの有利性を強調したが，タンクモデルは実測値からタンク係数を合わせるため，実測データがないところでは利用できない。つまり，2.3.3(2)で述べたような，有限要素法の適用範囲の検討が今後の研究課題として挙げられる。さらに，地質構造を調べてから境界条件としてのタンクモデル係数を設定し，地すべり対策を実施するというような，運用面での工夫も必要となる。

(2) 道路規制解除の時期決定への応用

2.3.7 でも述べたように，現在の規制指標は累積降雨や降雨強度によって定められている。しかし，梅雨のような長雨が続き，地下水位が高く，過飽和状態である斜面では，規制値以下の降雨でも崩壊する条件が整っている。また，無降雨が続き，斜面自体が乾燥していれば，規制値以上の雨が降っても崩壊には至らない場合もある。 こういった例からも累積降雨，降雨強度のみを基準とした規制指標は不十分であり，地下水挙動を基準とすべきであると考えられる。 斜面での地下水挙動は降雨に応答するので，降雨遅延応答効果を表現するタンクモデルと，飽和・不飽和浸透流解析が可能である有限要素法を組み合わせた解析ツールが有効である。図 2.3-19 に示すように，タンクモデルを統合した解析結果の方が固定水頭の結果に較べて早く上がり，下がるのが遅く，全体を通して水位が高く位置している。つまり，固定水頭による解析結果水位を見て安全と判断しても，変動水頭による解析結果から見ればま

だ危険な状態が続くということである。

道路規制への応用手順は，過去の降雨時の地下水挙動を把握し，その際の斜面の安定率を求め，次回の降雨時における危険度を数値として算出し道路規制に用いる，といったものである。斜面によって地質構造や勾配，過去の降雨による地下水涵養量は異なるので，これらをどう考慮するか，また，地すべりと表層崩壊の区別をどのように扱うかが今後の検討課題である。

別途，IT 技術を利用して，地質環境調査事例に焦点を当て，事例的にルールベース化を試みるとともに，これらを通じて，知識工学的手法の適用を実験する研究が進められている[45)]。また，一連の地質環境調査の進展によって変化する情報の質や量,社会状況などに応じて, 調査計画の立案や実施を支援する次世代型サイト特性調査情報統合システム[46),47)]や地層処分技術に関する知識マネジメントを支援するためのシステムの設計も検討されており[48),49),50)], これらのシステムを活用してデータベースの構築を実施することも考えられる。

これらのシステムの活用に関して，これらのシステムを，技術の進展，安全性の要求，対象とする特定のサイトの条件などの境界条件の変化に柔軟に対応できるものとしていくためには，地質環境調査において利用される手法の柔軟性を高めること，先進的な処分場概念の開発が柔軟に行えるようにすることが重要となる。このような課題の解決には革新的な解決策が必要となる場合があり，これについて革新的な解決策を得るための手法をよりフォーマルなものとしていくために，他分野で適用実績のある知識工学的アプローチ（発明的問題解決手法 TRIZ など）の適用を検討した事例もある[51)]。

また，高レベル放射性廃棄物地層処分の分野においては，繰り返し実施される核種移行解析及びその評価とレポート化などの比較的ルーチン的な作業を支援する技術として，知識工学を利用した地層処分性能評価レポート作成支援システムが検討されている[52)]。地層処分システムの性能評価においては，さまざまな条件変化に柔軟に対応させて核種移行解析及びその評価とレポート化などを繰り返し実施する必要がある。地層処分性能評価レポート作成支援システムは，このような作業の一元的かつ効率的な実施を支援するために開発した電子性能評価レポート(e-PAR)について，その作成・利用支援環境の高度化と事例の拡充について検討したものであり[53)]，本研究においても，繰り返し行われる作業についてはこれらの枠組みを応用できるものと考える。

(3) 融雪モデルへの応用

現場シミュレーションに用いた山形県水沢地区は豪雪地帯である。月別降水量をみると 11 月～1 月の降水量（降雨+降雪）が年間を通して多く，降雨に比べて降雪が多い地区である。また，降雪は 3 月，4 月に気温が 0 度になると同時に溶け出し，地盤に浸透し始める。その浸透量は多いときには 400mm/年～500mm/年にものぼり，融雪は一種の異常な豪雨状態といえる。また，融雪による影響は降雨と違って長期的，広域的に作用すると考えられる。これは流域に浸透した融雪水が降雨の場合よりも長期間，広域にわたって流入するためである。従って，のり面表層からの浸透だけでなく，上方斜面からの流入を考える必要があり，タンクモデルを浸透流解析の側方境界条件に設定することの有効性が大きく発揮されると考えられる。さらに，融雪が地すべりの直接的な原因となるまでには，先行期間の融雪滲透水が地すべり地内の地下水を涵養し，地すべり発生の素地をつくり，周期的な地すべりを発生させるといった過程がある。従って，融雪時斜面安定解析では，このような地下水涵養を含めた浸透メカニズムをどう考慮するかが課題である。

本章でのタンクモデルの適用により，地下水位波形の大きな変動傾向は再現できているが，厳密に波形が一致していない部分は融雪による影響を考慮することにより改善できると考える。

3.タンクモデルを用いた水収支と熱収支の評価

3.1.1 バングラデシュにおける検討

降雨と蒸発散が支配的な場においては，水収支と併せて熱収支についても検討を行う必要がある。本項では，タンクモデル法を用いて，水収支を把握し，さらに計測した水温をトレーサーとして熱収支を解析することにより地中温度解析を実施した例を紹介する。ここでは，バングラデシュの試験場内の土中に，円筒状のタンクを設置し，一時間ごとの温度分布を計測した。 5 層のタンクモデルに降雨データを入力し，また，蒸発散公式を使用して水収支の日計算を実施し，さらに，鉛直方向の浮力フラックスおよび熱フラックスを用いて熱収支を評価した。本項における検討は，次項の人形峠における地中温度解析とも関連する。

(1) 研究の背景

ここでは，地球環境を取り巻く熱収支や水収支について古代から現代にわたり考察されてきた内容を紹介する。

(i) 古代の熱・水循環理論

近年の資源消費や環境汚染は，人類の生存に暗い影を落としている。人間生活に不可欠な水も，近い将来大幅に不足すると考えられている（Gleick, 1998）[54]。2003 年春に関西で開催された「世界水フォーラム」もこの趣旨に沿うものであった。人類が最後に頼るべきものは，日射，大気，水，土地などの自然でしかなく，日射と水は生物を含む地表における諸現象の原動力であり，水循環の主要部分も，太陽熱によって支えられている。このような視点に立つと，地球上の水と熱の減少は一次元的に扱うべき課題であるといえる。

地球上の水の存在と循環に関しては，メソポタミアや古代エジプトにおいても多くの仮説がたてられていた（Biswas，高橋・早川訳　1979）[55]。その中には，水循環や大気と太陽熱を関連付けた議論がみられる。古代ギリシャのアナクサゴラス（Anaxagoras 500-428 BC）は，海は川からつくられ，川は雨と地中の水でつくられるとした。イオニア学派のヒポクラテス（Hipokrates 460-400BC）は，水は重い部分と軽い部分よりなり，太陽は最も軽い部分を吸い上げると述べ，今日で言う蒸発計を使い実験を行ったとされている。彼はまた，大気中の凝結が雨の原因であることも示唆した。世界最初の気象学書「メテオロロジカ」を著したアリストテレス（Aristotle 384-322BC）によると，世界は土，水，火，空気の 4 元素から成り，すべての物質はこの 4 元素の結合で生まれ変化するとされた。したがって，水に関しても変化と循環が取り入れられた。アリストテレスは太陽熱ともう一つの熱が蒸発を引き起こし，気温が下がると凝結が起こり雨になるとした，彼は川や泉の成因に関しても考えを巡らせているが，これらは弟子のテオフラスタス（Theoohrastus 370 または 371-278 または 288BC）により集成されたと伝えられている。

水道，道路，建物など土木建設に才能を発揮したローマでは，水路建設などの技術にはめざましい進歩がみられたが，水循環に関してはギリシャの考えを継承した。その中で記すべきは，ルクレーティウス（Lucretius 99-55BC）とヴィトルヴィウス（Vitruvius）である。ルクレーティウスは科学的施策をまとめた長大な詩の中で，蒸発について次のように書いている（樋口訳 1961）[56]。

太陽は熱を放って（海水の）大きな部分を吸い上げる。たとえば，太陽は湿気を帯びた衣服を熱い光を以て乾かすのは我々の見るところだからである。　・・・・・・次にまた，風も表面をふきわたっては，多量の水分を奪うということもありうる。なぜならば，風のために一夜にして道路が乾いたり，軟らかい泥の塊が固まるのは，我々の極めて屢々見るところだからである。

この中には水蒸気に関する記述はないが，蒸発の原因をかなり具体的に言い表している。ヴィトルヴィウスはルクレーティウスよりやや遅れて活躍したと推定されているが，アリストテレスの説を受け，太陽は水の軽い部分を吸い上げ，水蒸気は風によって運ばれ雲となり，山にぶつかり雨を降らせると述べた。ギリシャ，ローマの科学は思索と観察が中心であったが，水循環とそれにかかわる太陽熱の役目に関しては，鋭い観察を通して論を進めていた。

(ii) 近代・現代における研究の流れ

19 世紀から 20 世紀になると，水収支・熱収支研究の面でも新しい動きが現れるようになった。その中で，自然地理学・水文気候学における先覚者の一人として，ロシアのワイコフ（Veikov または Woeikof）をあげることができる。ワイコフは 1884 年に水文（陸水）学的な気候区分を行い，世界の水と気候との分布関係を示した（福井　1947）[57]。現在の熱・水収支研究の尾の名命題は，ワイコフによって示されたものであるともいえるが，彼は定量的な分析には至らなかった。その理由の一つに，当時は日射量の測定が不完全であったことがあげられる。

ワイコフの伝統はソ連に引き継がれ，ブディコ（Budyko）のテキストで集大成された（Budyko：内島訳 1956[58]，Budyko：内嶋・岩切訳 1973[59]）。世界の熱収支と水収支は，セラーズ（Sellers 1965）[60]によってもまとめられており，接地境界層の物理過程から地球規模の熱・水収支を扱ったテキストとしては，現在でもこの両者が基礎である。フディコ，セラーズともに，晩年には熱収支に基づいた気候変化を扱ったことも興味深い。最近のものとしては，両者を基に発展させた Hartmann(1994)[61]のテキストをあげることができる。

従来の熱・水収支のテキストは，大きく二通りに分けることができる。第一は図表や記述を中心としたもの，第二は数理的な扱いを中心としたものである，前者の代表は Geiger(1957 ほか)[62]の Climate near the Ground である。ガイガーの著書の第 3 版では，熱収支の解説が加わり，版を重ね現在では第 5 版になっている。記述的な色彩が濃いテキストとしては，Miller(1977[63], 1981[64])による Water at the Surface of the Earth, Energy at the Surface of the Earth がある。日本で出版されたものとしては新井（1980）[65]，樋根（1989）[66]，近藤（1987）[67]などを挙げることができる。

数理的な色彩が濃いテキストの中で，日本語のものとしては近藤（1994[68], 2000[69]），竹内・近藤（1981）[70]があげられる。接地気象の古典としては，Sutton(1953)[71]の Micrometeorology を忘れることはできない。両者の中間的なテキストとしては Oke(1978)[72]の Boundary Layer Climates（斉藤・新田訳 1981），武田ほか（1992）[73]をあげることができる。

水域に関しては，水温に焦点を当てた新井・西沢（1974）[74]の「水温論」のほか，一般的な陸水学のテキストのうち，Hutchinson(1957)[75]，Lerman ほか（奥田ほか訳 1984）[76]などが水温と熱収支にも目を向けている。吉村（1937）[77]による「湖沼学」は，日本における陸水研究の基礎を築いたものとして忘れることができない。

水文学の分野では，Linsley ほか（1949）[78]の Applied Hydrology が気象から水文計画までを含んだ素晴らしいテキストであった。同じく広範な内容を含んだ Chow(1964)[79]のハンドブックを参考にした日本の研究者も少なくなかった。日本で「水文学」という言葉は，阿部（1993）[80]の「水文学」によって提案されたものとされている。これは，わずか 70 ページの冊子であるが，内容は水循環や蒸発などを含む広いものである。「水文」が表に出たのは 1960 年代からであるが，1940 年代以前にも君島（1934）[81]，吉村（1942）[82]，野満（1943[83]，1959[84]）などの地下水や河川に関する著書があった。

熱収支の測定・資料整理に関しては，農業気象から親切なハンドブックが出版されており，非常に役立っている。（日本農業気象学会関東支部　1988[85]，日本農業気象学会　1997[86]，新編農業気象ハンドブック編集委員会　1974[87]）。このほか気象観測の手引きとデータの活用については，牛山（2000）[88]のテキストがわかりやすい。

(iii) 日本における陸水の熱収支研究

陸水域の熱収支研究は，日本独特の課題として行われてきたといってもよい。水温は陸水調査の基本項目の一つであり，以前から定性的な説明が行われてきた。河川，湖沼あるいは農業のため池の水温に関しては 1930 年代から記載があり，分類や理論的考察が行われてきた。しかし 1950 年代に入り，大ダムの建設が盛んになると，ダム下流で水温低下が生じるようになり，その対応のため河川やダム湖の水温と熱収支の調査研究が積極的に行われるようになった。同時に低水温が米の減収を招くことから，寒冷地では温水池や温水路が設置され，そのための基礎調査が行われた。ダム建設と寒冷地における稲作という日本特有の問題が，陸水の熱収支研究の引き金の一つになった。

雪どけの調査も災害と関係している。北海道では従来から雪の研究が行われていたが，本州ではごく一部を除き研究者さえもいなかった。本州における雪の研究は昭和 38 年（1963 年）の，いわゆる 38・1 豪雪を契機として行われるようになった。積雪と融雪も日本特有の課題といえる。

このように，日本における水温や陸水の熱収支あるいは流域の水収支研究は，日本の風土の上に成り立

っており，地域の総合的な自然と人間活動，いわゆる風土の認識しつつ土地それぞれの特徴を強調した水文学を研究すべきである。

(iv) 水収支の鍵，蒸発量と流出量の推定

熱収支と水収支の接点である蒸発量の推定は，この分野における調査研究のアキレス腱であり，避けて通れない問題である。蒸発量の推定方法はそれぞれの研究分野で異なった方法が好まれているが，ここでは現在の水文学で比較的多く用いられているソーンスウエイト（Thornthwaite 1948）[89]とペンマン（Penman 1948 など）[90]をとりあげる。

乾燥気候が存在しない日本では，気候は日々の気温や天気変化で語られることが多いが，世界的には乾湿で気候を評価する地域が少なくない。世界の気候区分では，乾湿の程度を表す方法が昔から考えられてきた。たとえば土壌学のラング（Lang）は，成帯土壌分布の説明のために，年降水量を年平均気温で割った乾湿係数を考案した。ここでは，気温は蒸発に代わる指標として用いられた。この考え方は，以後の気候区分の中で利用されてきた，地理学のマルトンヌ（de Martonne）は同様な方法で乾燥限界をよぶ指数を使い，農業地域やバイオームの分布を説明した。ケッペン（Koppen）の気候区分にもこの形の指数を使われている。ソーンスウエイトの気候区分も乾湿を基礎とした。

ソーンスウエイトは従来の気候区分に対する疑問から，水分条件を軸とした気候区分を発表した（Thornthwaite 1931）[91]。1948 年の論文はその延長であり，タイトルは「合理的な気候区分へのアプローチ」となっている。しかし彼が合理的と意気込んだ気候区分はあまり使われることがなく，その準備段階となる蒸発散と水収支の推定が気候学と水文学への大きな遺産となった。彼は無機的な現象である蒸発と植物の生理的な現象である蒸散を結合させ，蒸発散という概念をつくった。

ペンマンのいわゆる結合法とは，熱収支と蒸発のバルク式（あるいはダルトン式）を結び付けた方法である。ソーンスウエイトが実験圃場の水使用量と気温との関係から経験式により蒸発散を推定したのに対して，ペンマンのアプローチは理論的である。バルク係数の決定には，ライシメーター実験を行ったほか，世界各地の試験流域のデータによるチェックも行った（Penman 1963）[92]。ペンマン法に関しては，その後いろいろな修正が加えられたが，基本的な部分の変更はない。

この二つの蒸発推定法がともに 1948 年に発表されたことは，偶然とはいえ興味深い。これらにより，水文学は未知数を一つ減らすことができたといえる。ソーンスウエイトの水収支法により，気候データから月平均あるいは年平均の流出高を推定することが可能となった。日本では，関口・吉野（1953）[93]がこの推定を行い，流出の年平均による地域区分を示した。流出解析には多くの提案がなされているが，非線形であるこの現象に無理なく適用しうる方法として，菅原（1972[94]，1979[10]）によるタンクモデルがある。タンクモデルは，1950 年代に当時の国策であった洪水対策と水力発電建設のための流量推定方法として提案されたが，その後の水文研究に大きな寄与をした。

(v) 熱収支・水収支の要素と調査法

地表面熱収支の要素は放射，顕熱交換，潜熱交換（蒸発・凝結），地中熱交換あるいは熱移動（地温），水中熱交換あるいは熱移動（水温），融雪が主な項目である。水収支については，蒸発，流出（河川流量，融雪），貯留量変化が主な項目である。それぞれの要素の決定法には，現場での実験的あるいは長期ルーチン観測と気候・水文資料による推定とがある。各項目の観測あるいは推定法を以下にまとめる。なお，大気中と植被層内の移流・熱貯留は除外した。

放射　日射計，正味放射計（放射収支計）による直接測定，雲量，日照率に基づく経験式による日射量の推定，気温，水蒸気圧，雲量に基づく経験式による長波放射の推定

顕熱交換　渦相関法による直接測定，
傾度法，バルク法による測定あるいは推定（移流を含む）
熱収支の残差項として推定

潜熱交換・蒸発散（蒸発・凝結）
渦相関法による直接測定，傾度法，バルク法による測定あるいは推定，蒸発計，ライシメーターによる直接測定あるいは推定，結合法（ペンマン法）による推定，経験式（例　ソーン

スウェイト法）による推定，トパース法による測定あるいは推定（移流を含む），流域水収支の残差項として推定，熱収支の残差項として推定

降水量（雪を含む）
現地での直接測定
気象庁などによる公刊資料の利用

地温・地中熱交換
現地での地温変化の観測値より推定
地中熱流板（計）による直接測定
地表面熱収支などによる推定

水温・水中熱移動
現地での水温観測（一部公刊資料の利用が可能）
観測値に基づく貯熱量変化の算定
水面熱収支による推定
流量・流速を加味した移流量の測定あるいは推定

地下水温　現地での地温測定と地質構造などから推定，公刊資料の利用

土壌水分　現地での直接測定，モデルによる推定

地下水位・流動
地下水位の現場測定あるいは公刊資料の利用
地下水位，水理定数などによる流動の推定
トレーサーによる流動の測定あるいは推定
地下水流速計による流動の直接測定

流量・流出
堰や断面法などによる現地での直接測定
国土交通省，各地の水道局等による公刊資料の利用
気候学的な水収支計算による推定
タンクモデル，流出関数などによる推定

積雪・融雪
気象庁などの公刊資料の利用
現地における積雪深，雪密度あるいは積雪相当水量の直接測定
ライシメーターによる融雪量の直接測定
河川流量からの融雪量推定
熱収支による融雪量の推定
デグリーデー法等による融雪量の推定

水収支　気候要素を用いた気候学的方法による推定
河川流量や地質を考慮した水文学的方法による推定
ライシメーターによる直接測定
地下水位，土壌水分などを用いた測定あるいは推定

（以上，熱・水収支水文学　p.8[95]より抜粋）

(vi) 熱・水収支と環境問題

熱・水収支は単なる学術研究のための方法のみではなく，具体的な問題解決のための技術でもある。また，今後考えられる地球環境変化に関しても，有力な予測あるいは解決方法を提供すると考えられる。

温暖化は今後の気候学や水文学においても重要が課題であるが，これに伴う流域あるいは水域の反応については十分な検討はなされていない。温暖化に伴い水温が上がることは確実だが，それと同時に湖沼の循環形式，あるいは水収支・流出率が変化するであろうと予測されている。温暖化に伴い水生生物のあるいは生活の場を失うであろう（堂本・岩月 1997）[96]。

地球環境のもう一つの課題である酸性雨に関しては，水域の酸性化が大きな問題である。酸性化は土壌あるいは岩石の中和作用が弱い場合に進行する。そして中和作用の鍵を握るのは，流出過程と土壌・地質である。熱収支と水収支の手法が地球環境問題の解決に大きく寄与すると考えられる。

一方，身近な問題の中から例を拾うと，都市のヒートアイランドや水循環に関する調査研究でも，熱・水収支は重要な手法となる。都市や流域圏の水環境保全のために，水収支や水循環の分析やアセスメントが採用され（東京都環境保全局 1997）[97]，水質の解釈にも流量や流出過程に関する配慮が不可欠であることが認識されるようになった。

(2) 水収支に関する検討項目

本項では，水収支を構成する要素である，土と水，および土中水の特性について考察する。

(i) 土の特性

土は，個体，液体，気体（ガス），さらにさまざまな生物群が不均一に混ざり合った非常に複雑な媒体である。土は植物の生育の場であり，食物連鎖の基礎を担っている。土には植物に必要な水を保持するだけでなく，植物根に栄養や酸素を供給する役割がある。こうした多様な機能には，土の固層がもつ一連の独特な性質と特有な組成が必要である。

土の固相は，鉱物と有機物からなる。鉱物は，様々な大きさや形，化学組成の粒子を含む。有機物も非常に不均一であり，多様な生物群と様々な分解段階にある動植物の遺骸を含む。こうした様々な粒子，特にコロイドの大きさの粒子はほぼ完全な分散状態から完全に近い団粒化状態まで，多様な形態で存在する。しかし，多くの土では，それぞれの粒子が部分的に団粒化している状態である。

土粒子の空間は完全に，あるいは部分的に水で満たされている。この土中水は，土の鉱物相から溶出した溶質や地表から流入した溶質を含む。土中水は重力によって下方へ流れる一方，土の骨格構造（マトリックス）に引きつけられる。土中水の動きやすさは，局所的な条件によって大きく異なる。土粒子間の空間で，水で満たされていない部分は，ガス，あるいは気相が占めている。この気相の組成は地表の空気とは大きく異なり，短期間で激しく変動する。

土の固相は，熱，水，溶質の移動と保持に大きな影響を及ぼす。したがって，土の固相の物理的，化学的性質を明らかにすることは，実際の多くの農業問題や環境問題を最新の土壌物理学研究の視点から理解するうえで不可欠である。

土の構造とその安定性は，侵食，水の浸潤，根の伸長，通気，強度など，土中の様々な過程において重要な役割を担っている。土の構造の安定性（Stability）は，水の作用や機械作業による崩壊に対する団粒のもつ抵抗性を表す。構造の安定性には水分量が重要であり，特定の力による構造崩壊の程度を決める主な要因である。たとえば，乾燥状態では比較的密に結合した団粒が見られるが，これは水中で崩壊するため，あまり安定した団粒とはいえない。水は，団粒を破壊する要因となる。団粒は水に濡れて膨潤が生じたり，封入空気が噴出して，団粒を崩壊する要因となる。他に，地表に降下する雨滴の衝撃も団粒を崩壊する。団粒が壊れて分散した粒子は，土の間隙を移動し，土の団結を促進し，間隙率が低下する原因となる。集中的な雨は，表層，表層数センチ，あるいはそれ以上の土の粒状構造や間隙率の高い構造を抱懐して，クラスト（crust）とよばれる密で透水性の低い表面を形成する。この種の構造劣化は，腐食や鉄化合物によって安定化した団粒では生じにくい。多くの場合，雨滴が土の団粒を分散させる主要因である。雨滴の直接的な影響は，地表のごく薄い層の範囲に限られるが，表層の構造が破壊されると，表層が全土層の空気と水分の関係を制限するようになる。

(ii) 水の特性

水は，特異な流体であり，非常に高い沸点と融点，低い流体密度，固体（氷）よりも高い液体密度をもつ。水の密度の温度依存性は，冬季に凍結する水中の生態系に大きな影響を及ぼす。氷の密度が水よ

り低いため，湖面や川面が最初に凍結しても底部は液体であり，動植物は冬を生き残れる。春に氷が融けて，表面が暖まり始めると，水は4℃で最大密度に達して沈み，より深い部分の水を押し上げる。この過程は，水中の酸素と無機物を混合させ，水中の生態系を多様にする。逆の過程が秋に生じ，表層の水は冷却により密度が低下して，沈む（Raven and Berg, 2001）[98]。

(3) 土中水の特性

土中の水分量は，体積含水率（θ_v）と含水比（θ_g）の2種類の異なる単位で表される。体積含水比は，乾土単位質量あたりの水の質量である。

ポテンシャルエネルギーとは，ある力の働く場において，物体がその位置に基づいて持つエネルギーである。土のような多孔質媒体中では水分子は多様な力を受ける。地球の重力場では，水には鉛直下方に引力が働く。水の重量と条件によっては，土の骨格によって支えられていない土粒子の重量も，下方の水に下向きの力を及ぼす。溶液中のイオンは，水分子をひきつける。固体表面からの引力場は，いろいろな形態で水を保持する。水の圧力は，表面への吸着や，不飽和土の空気－水界面における液層の湾曲により低下する。

いろいろな種類の力が様々な方向に働くため，現実の土中の力場およびポテンシャルエネルギーを記述することは極めて難しい。しかし，様々な力が作用した結果として，水の単位量当たりのポテンシャルエネルギーの差により，流れの方向と水に働く正味の力の両者が決まる。

土中水のポテンシャルエネルギーは，間隙内の水分量ではなく，空気－水界面の状態や表面吸着水の性質によって決まる。そのため，土中の水分量とポテンシャルエネルギーは，1対1で対応するわけではない。土の間隙は，多様な大きさや形をもち，様々な様式で互いに連結している。多孔質体で一般にみられる間隙にボトルネック間隙（bottleneck pore）があり，この間隙は，内部の空洞は大きいが，隣接した間隙との連結部が狭い。水は小さな間隙に最も強く保持されるため，吸水過程では小さな間隙は最初に水で満たされる。しかし，脱水過程では，水が満たされた順番に間隙が空になるとは限らない。

水分蒸発や乾燥した土との接触により水分が吸収されて土が乾燥する場合，通常は大きな間隙から小さな間隙の順に空になる。しかし，大きな間隙に液状水が閉じ込められて，水が満たされた順序で空にならない可能性がある。こうした大きな間隙の水は，接続している小さな間隙のうち，少なくとも1つが空になるまで保持される，そして小さな間隙が空になると，大きな間隙は速やかに空になる。その結果，あるマトリックポテンシャルに対する水分量は，吸水過程よりも高くなる。そのため，マトリックポテンシャルと水分量の関係は，土固有の特性に加えて，湿潤や乾燥の履歴にも依存する。

雨として地面に降り注いだ水は，蒸発したり，植物に吸収されたり，集まって地表を流れたり，あるいは地中深くしみ込んで，帯水層（aquifer）とよばれる地下水帯を涵養する。帯水層に入った水は，横方向に流れたり，揚水井戸でくみ上げられたりする。前述したように，土中水の系は熱力学的に平衡状態にあった。平衡状態にある系では，全水ポテンシャルは系内のどこでも等しく，流れは生じない。ここでは，水の全ポテンシャルが，系内の位置によって変化する非平衡問題について検討する。このとき土中水は，ポテンシャルの高い領域から低い領域へ向けて，土の水理学的抵抗に応じた速度で流れる。

多孔質体中で異なるポテンシャルを持つ2点が互いに接する場合，水はポテンシャルの高いほうから低いほうへ向けて2点が平衡に達するまで流れる。しかし，外部からの制御により系の境界から水が供給されたり除去されたりすると，系は平衡状態に達することができなくなり，流れが継続する。このように，境界から系に働く制御を境界条件（boundary condition）とよぶ。

フラックスや水ポテンシャルが時間変化する非平衡流れの系を，非定常（transient），あるいは時間依存（time dependent）とよぶ。非平衡流れの系で，すべての変数が時間的に一定値を示す特別な場合は，定常（steady state）とよばれる。定常な系は，土中の貯留量を変化させない水の流れが特徴である。

(i) 飽和土中の水分流れ

土中では，水が流れる間隙径や流路の大きさに幅広い分布がある。これらの正確な分布はわからないので，抗力と速度の関係を定義するニュートンの粘性法則を水ポテンシャル勾配による流量の計算に直接適用することはできない。そこで多くの間隙に対する平均をとり，多孔質体中の巨視的な水の流れを表現する方程式を定義する。1856年に，最初にこの方法を用いたのは，Henry Darcyである（Darcy, 1856）[99]。

フランスのリヨン市の技術者であったDarcyは，長さL，断面積Aの水で飽和した砂カラムに対し

て，静水圧差⊿P=P_2 - P_1 を与え，単位時間当たりの流出水量 Q を測定した。多くの実験を実施した結果，以下の関係を導いた。

$Q = KsA⊿P / L$ 数式 2.3-1

ここで，Ks は飽和透水係数(saturated hydraulic conductivity)であり，幾何学形状が変化しない飽和非膨潤性土の場合は定数である。ダルシー則，2 点間の水の全ポテンシャル差が既知であれば，飽和多孔質体の任意の 2 点間に一般化して適用できる。ここで，土は堅固であり，水で飽和されており，水の流路には半透膜はないと仮定する。このとき，飽和土の全土中水ポテンシャルは，静水圧ポテンシャルと重力ポテンシャル成分の和となる。それぞれ水頭単位を用いると，この和は，全水頭（hydraulic head）とよばれる。

(ii) 不飽和土中の水の流れ

土が部分的に不飽和であると，気相が存在するため，水の流れる経路が飽和土と大きく異なる。不飽和土の液相は，一部は固相表面，また一部は気相との界面に保持される。飽和土の正の水分圧力とは対照的に，不飽和土の水分圧力は，位置の高さ，固相表面からの引力，気液界面の表面張力によって決まる。土中水の圧力は，表面張力と固相表面の効果により，同じ高さに存在する基準状態の水の圧力よりも低い。水分量が減少すると土中水の圧力は低下し，水はより狭く曲がりくねった隙間に保持される。

1907 年に Edgar Buckingham は，不飽和土の水分フラックスを表現するために，改良したダルシー則を提案した，この改良は，次の 2 つの過程に基づいている。

1） 等温下で体積変化しない堅固な構造をもち，また溶質半透膜をもたない，空気圧ポテンシャルが 0 である不飽和土中の水の流れの駆動力は，マトリックポテンシャルと重力ポテンシャルの和である。
2） 不飽和土の透水係数は，水分量あるいはマトリックポテンシャルの関数である。水頭単位を用いた時，鉛直流れのバッキンガムーダルシーのフラックス則は下式で表される。

$$J_w = -K(h)\frac{\partial H}{\partial z} = -K(h)\frac{\partial (h+z)}{\partial z} = -K(h)\left(\frac{\partial h}{\partial z}+1\right)$$ 数式 2.3-2

ここで，H=h + z（単位は長さ）は不飽和土の全水頭，K(h)（単位は長さ／時間）は不飽和透水係数である。飽和流れの場合と同様に，フラックス J_w（長さ／時間）は，単位断面積，単位時間当たりの流量である。

上式は，いくつか強調すべき点がある。第一に，この微分方程式は h と K(h)が一定とみなせる無限に薄い土層を対象としている。後述する水分量とマトリックポテンシャルが土層内で均一である特殊な場合を除き，有限の厚さをもった土層全体は対象としていない。第 2 に上式の導関数は偏微分である。不飽和土では，h は z と t の両者の関数であるためである。偏微分　δh/δz　は，t を固定した時の z に関する微分である。すなわち，h(z, t)の勾配の瞬間値である。

不飽和透水係数(unsaturated hydraulic conductivity)は，水分量あるいはマトリックポテンシャルの非線形の関数である。飽和状態では，粗粒度は細粒度よりも高い透水性を示す。これは，砂質土はシルト質土より大きな間隙をもち，その大きな間隙が水で満たされて流路となるためである。しかし，大きな間隙は中程度のサクションで排水するため，砂質土の透水係数は急激に低下する。さらにマトリックポテンシャルが低下すると，2 つの曲線は交差して，砂質土がシルト質土よりも小さな透水係数を示す。これはシルト質土のほうが相対的に多くの水を保持し，水に満たされた多くの間隙をもつためである。

水保存則は，水分フラックス，貯留の変化，水の吸い込みや湧き出しを表現する。水保存則は，数式 2.3-3 で表現される。ここで，r_w は単位時間当たりの水の損失速度である。

$$\frac{\partial J_w}{\partial x}+\frac{\partial J_{wy}}{\partial y}+\frac{\partial J_{wz}}{\partial z}+\frac{\partial \theta}{\partial t}+r_w = 0$$ 数式 2.3-3

水保存則を数式 2.3-2 のバッキンガムーダルシーのフラックス則と結合させると，非定常流れの水分量とマトリックポテンシャルを予測する式が導かれる。簡単のため，鉛直流れであり，植物根はないと仮定する。数式 2.3-2 を数式 2.3-3 に代入すると，

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left[K(h)\left(\frac{\partial h}{\partial z}+1\right)\right] \qquad \text{数式 2.3-4}$$

上式は 2 つの未知数（θ と h）に対して 1 つの関係式なので，このままでは解くことはできない。この問題は，水分特性曲線，すなわちマトリックポテンシャルー水分量関数 h(θ)を用いて，θ と h のどちらかを数式 3 から消去することで解決できる。どちらの変数も消去可能なので，この式には 2 つの表現形式がある。

数式 2.3-2 のフラックス則は，次の変換によって θ のみの関数として表記できる。

1） K(h)はhの関数であり，h(θ)は θ の関数なので，Kは θ の関数として表現できる。

$$K(h(\theta))\equiv K(\theta) \qquad \text{数式 2.3-5}$$

2） 偏微分 δ h/δ θ は，微分の連鎖法則（Kaplanm1984）[100]を用いて書き換える。

$$\frac{\partial h(\theta)}{\partial z}=\frac{dh}{d\theta}\frac{\partial\theta}{\partial z} \qquad \text{数式 2.3-6}$$

ここで δ h/δ θ は，マトリックポテンシャルー水分量関数の勾配である。

数式 2.3-5 と数式 2.3-6 を数式 2.3-2 に代入すると，

$$J_w=-K(\theta)\frac{dh}{d\theta}\frac{\partial\theta}{\partial z}-K(\theta)\equiv-D_w(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial z}-K(\theta) \qquad \text{数式 2.3-7}$$

ここで，$D_w(\theta)=K(\theta)\frac{dh}{d\theta}$ は，水分拡散関数(soil water diffusivity)とよばれる。こうした変形を行うと，数式 2.3-4 は，

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left[D_w(\theta)\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)\right]+\frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \qquad \text{数式 2.3-8}$$

となる。本式ははリチャーズ式の水分量表記(water content form)とよばれる。これは，フォッカープランク式とよばれる 2 階の非線形偏微分方程式であり，一般に数値解法によってのみ解くことができる。$D_w(\theta)$と $K(\theta)$が既知のとき，数式 7 を解くには，θ あるいは J_w の時間変化が得られる 2 つの境界条件（すなわち，地表面と地中近く）が必要である。また，t=0 の断面全体の水分量を示す初期条件が必要である。

近年の高速のコンピュータを用いれば，土の水分移動特性と境界条件を与えると，数式 2.3-8 を容易に解くことができる。しかし，計算領域に対して D_w や K を正確に測定することは難しく，この式を予測の道具として用いる主な制限要因となる。特に土が不均質で，場所による。$D_w(\theta)$と $K(\theta)$の関数形が異なるときが困難である。また，数式 2.3-8 は，ヒステリシスを無視している。勾配 dh/d θ は，θ が一つの曲線で一意に決まる，すなわちヒステリシスの影響を受けない同一の湿潤過程あるいは乾燥過程に対して定義される。湿潤と乾燥の周期を繰り返してヒステリシスが生じると数式 2.3-8 は成立せず，D_w は定義もできない。特定の条件においてヒステリシスが大きな影響を及ぼすことはいくつか示されているが，土中水の流れに対するヒステリシスの影響に関する研究は理論的にも実験的にも限られている（Curtis and Watson, 1987[101], Russo et al., 1989[102]）。

自然状態の圃場の土は，水分，化学物質，エネルギーなどの移動のモデル化を行う上で非常に厄介な問題である。土の幾何学的な構造は場所によって異なり，また複雑な構造の間隙を含むこともある。表層部は，ミミズの通った穴，昆虫が掘った穴，植物の根など，生物による穴だらけである。有機物は，分解度の異なる状態で地表近くの土中の至る所に蓄積する。土と大気の上部境界は，水分とエネルギーの入力の連続的な変化にさらされる。

この複雑さに直面したとき，ここまで展開してきた移動過程を表現するモデルに，修正が必要であるが，それらの理論の一般的な原理や基礎は圃場においても成立するので，圃場に適した表現を発展させる上で役に立つ。

1973 年に Nielsen と共同研究者達は，150ha の圃場内の 20 地点で浸潤速度と水分特性を測定し，包括的な圃場実験の結果を発表した（Nielsen et al., 1973）[103]。無作為に選んだ 20 地点において，6, 5m^2 の小区画を湛水させ，定常浸潤速度を測定した。その後，6 点の深さにおいてマトリックポテンシャルを観測しながら自由排水させ, そのデータと室内実験に基づき, 一連の土の特性を計算した。その結果, 地点間や同じ地点であっても 30cm から 180cm の異なった深さにおいて，水分移動特性と水分保持特性に大きな空間変動があることを発見した。Nielsen によるこの画期的な研究は，圃場スケールにおいて土壌物理学が直面している課題を明らかにした。自然状態の土はばらつきが非常に大きいため，水分移動特性の現場測定は，測定点のすぐ近傍についての情報しか与えない。しかし，農地における水分や化学物質の移動のような土壌物理学の重要な応用課題の多くでは，広い領域における移動特性を明らかにすることが求められる。圃場における測定値は限られているので，測定の行われていない地点については，測定地点のデータに基づいて推定しなければならない。このような経緯で，土壌物理学が統計的な学問分野を含むようになった。

(iii) 圃場の水収支

次に，圃場の水収支について検討する。表面から数 m までの土層は，農業にとって最も重要な領域である。そこには植物の根の大部分, 微生物の大半, そして植物の生長に必要な表土のすべてが含まれる。水は上方に向かって長い距離を流れることはできないので，通常，表土層の下端に到達した水や化学物質は，その場にとどまるか，または地下水へ移動し表層には戻らない。そのため，圃場の水収支を考えるとき，この表層領域を 1 つの単位として取り扱うことは興味深い。

表土層における水収支の一般式は，次式で表せる。

$$P+I-R-ET=D+\Delta W \qquad \text{数式 2.3-9}$$

ここで，上式の左辺は，降水量（結露や霧も含む）P，灌漑水量 I，蒸発散量（蒸発，根の吸水と蒸散を合計した大気中への水分損失）ET，表面流出量 R である。この 4 項は，対象とする期間における表土層への正味の水分供給量を表す。また，数式 2.3-9 の右辺は，表土層から下方への排水量や深部浸透量 D と表土層の貯留量の増加⊿W である。数式 2.3-9 の各項は，任意の時間間隔（たとえば 1 日）における水の流れや貯留量の変化を表す。数式 2.3-9 の各項は正であるが，D と⊿W は，正負のどちらの値もとる。負の排水は水収支を考える土へ水が下方から流入することを示し，全水頭勾配が負の時に生じる。この上向きのフラックスは，地下水面の位置が表層から非常に浅い場合や，長期間にわたり水分供給がない場合などにとくに重要である。

数式 2.3-9 の水収支の各項は，土壌物理学以外の分野においても非常に重要な意味を持つ。水文学においては，降水量に対する直接流出量や地下水への深部浸透量の割合を知るうえで重要となる。また，地球のエネルギー収支にも大きく寄与する蒸発散量の推定をする上でも重要である。

(iv) 浸潤

浸潤とは，境界から土中への水の浸入を意味する。一般的には，地表面から下方へ水分が移動する鉛直方向の浸潤を指す。浸潤により土の水分が増加するので，湿潤部分の先端の水分は，マトリックポテンシャル勾配と重力（鉛直浸潤の場合）の影響を受けながら，浸潤前線の前方のより乾燥している土へと前進する。浸潤前線が表面近くにある浸潤の初期段階では，マトリックポテンシャル勾配が重力よりも支配的である。

Philip(1969)[104]は数式 2.3-7 のリチャーズ式に基づく鉛直浸潤の数学的な理論を詳細に示した。この物理的な浸潤モデルは，物理法則に基づく水分移動式から導かれているため，浸潤を支配する過程を洞察することができる。現在，他の浸潤モデルも使用されているが，その多くは圃場データから経験式として導かれたものである。すべてのモデルに共通する特徴は，浸潤速度は，水が土に浸入したときが最大であり，浸潤前線が移動して地表面から離れるにつれて減少する点である。圃場の浸潤方程式を得るための経験的な手法は，まず，観測した浸潤速度の変化の形状に適合する数学的な関数を時間の関数として見つけることであり，その過程に対する物理的な説明を試みることである。対照的に，物理的モデルでは，浸潤速度の式を得るために水分移動式を解く。この式の時間依存性は，浸潤前線が移動して地表面から離れるにつれて，マトリックポテンシャル勾配の影響が減少するという結果から，物理的に解釈できる Philip(1969)[104]。

Horton(1933[5], 1939[105])は，圃場の浸潤研究に関する草分けの一人である。Horton は，異なる土における浸潤の一般的な特性を表し，かつ浸潤過程の物理的概念とも矛盾しないと考えられる浸潤式を提案した。Horton モデルの浸潤速度は次式で与えられる。

$$i = i_f + (i_0 - i_f)\exp(-\beta t) \qquad \text{数式 2.3-10}$$

ここで，i_0は t=0 の初期浸潤速度，i_fは長期間の浸潤後に到達する最終定常浸潤速度，β は浸潤速度の低下を表す土のパラメータである。上式を積分すると，積算浸潤量が得られる。

$$I = i_f t + \frac{i_0 - i_f}{\beta}[1 - \exp(-\beta t)] \qquad \text{数式 2.3-11}$$

Horton(1940)[106]は，浸潤開始後の浸潤速度の減少は，土の表面で作用する要因に主に支配されると考えた。すなわち，土コロイドの膨潤や，徐々に土の表面を密閉する小さな亀裂の閉塞などである。作物が被覆していない場合は，雨滴の作用による土の表面の圧縮も重要である。Horton の圃場データは，ほかの多くの研究者のデータと同様に，降雨流出が始まった後 2～3 時間で浸潤速度の減少を示す。浸潤速度は，最終的に一定の値に達するが，その値は土の飽和透水係数よりもやや小さな値を示す場合がある。これは，その後の研究で，空気の封入や土の不完全な飽和が原因と考えられている。Horton はデータによく適合させるため，浸潤速度の減少を指数関数で表現した。

Green and Ampt(1911)[107]は，浸潤過程をいくつかの過程によって単純化し，浸潤の近似的な物理モデルを導いた。用いた過程は，実験から得られた実施の土の減少に基づく近似であり，このモデルは現在においても学ぶべき点が多い。

土の表面を水分量 θ_0 に対応する一定のマトリックポテンシャル水頭 h_0 に保つ浸潤では（たとえば地表湛水），明瞭に識別できる浸潤前線の後方の土に水が浸入し，浸潤前線が下方へと移動していく。Green and Ampt は，この過程を浸潤前線における水分の不連続な変化とみなし，さらに次に示す仮定を行った。

- 湿潤領域の土の特性は一定である（K_0,D_0,θ_0,h_0）
- 移動する浸潤前線のマトリックポテンシャル水頭はh_Fで一定である

以上，ここまでに紹介したすべての浸潤モデルは，地表面により適用範囲の大きい一定フラックス条件ではなく，一定ポテンシャル条件を与えている。たとえば降雨による灌漑では表面が一定のポテンシャルになるのは，降雨強度が非常に強く，湛水（正の圧力水頭）が直後に生じる場合のみである。しかし，浸潤初期の浸入水を土が吸収できる許容量は非常に大きく，湛水がすぐに生じない場合は多い。実際，降雨強度が重力の卓越した条件下における最終的な土の浸透能を超えない限り，表面流出は生じない。

与えられた降雨強度が，土の初期浸潤要領より小さく，最終定常浸入速度（重力が卓越）よりも大き

いときは遷移的な状態が生じる。土は，表面近傍のマトリックポテンシャル勾配が減少して，地表面への浸入速度を受けられなくなるまで降雨を吸収する。このとき，表面近くの土は飽和して湛水が始まる。

乾いた土に降雨が続く場合，表面が飽和するのに必要な時間を数値計算により評価する以外，表面流出が始まる時間を推定するのは容易ではない。継続的に降雨を与えると降雨速度が湛水条件を継続した場合の浸入速度より大きくなった後，ある程度の時間が経過するまで湛水は生じない。さらに，降雨強度が高いときに比べて低いときのほうが，湛水が発生するまでに土に浸入する水量が多い。今まで，湛水が発生する時間を決定するために，様々な近似モデルが提案されてきた(Boulier et al., 1987[108]; Kutilek, 1980[109]; Parlange and Smith, 1976[110]; Smith et al., 1993)[111]。しかし，均一な土に対するリチャーズ式に基づくモデルでは考慮されない要素（たとえば，表面の閉塞）が，湛水の発生する時間に対して大きな影響を与えることは十分に起こりえる。

(v) 浸潤の測定

圃場における浸潤速度は，通常，浸潤系（infiltrometer）を用いて測定する。これは，表面積が既知な土への水の浸入量を記録する装置である。最も単純な浸潤計は，ただの肉薄のリングであり，その一部を地面に押し込んで湛水する。この装置は，1 個のリングを用いるが，内側のリングの周りに大きな緩衝用のリングを用いることもある。湛水深を一定に保ち，土に浸入した水の体積を測定するために，マリオット管の役割を持つ貯水槽を用いる（Reynolds et al., 2002）[112]。

飽和透水係数 Ks の測定に，浸潤計を用いることができる。この際，Ks は，リング形状を表現したモデルを用いて，定常浸潤速度から推定する。もっとも単純なモデルは，表面における浅い円形の湛水に対する Wooding(1968)[113]の定常浸入速度の近似解である。

$$i = K_S(1+\frac{4\lambda_c}{\pi r}) \qquad \text{数式 2.3-12}$$

ここで，r は円形の湛水の半径，λc=1/a は次式の透水係数関数のパラメータ a の逆数である。

$$K(h) = K_s \exp(ah) \qquad \text{数式 2.3-13}$$

数式 2.3-12 はリングを土中に深く挿入せず，かつ湛水深が浅い場合について，単一リング式浸潤計の近似として適用できる。Reynolds and Elrick（1990）[114]は，単一リング式浸潤計に対して次式を示した。

$$i = \frac{Q}{\pi a^2} = K_S(1+\frac{H+1/\lambda^*}{C_1 d + C_2 d}) \qquad \text{数式 2.3-14}$$

ここで，Q は土に浸入する水の流量，π を円周率として C_1=0.316π，C_2=0.184π，λ*は巨視的な毛管長(macroscopic capillary length)とよばれ（Philip, 1983）[115]，数式 2.3-13 が妥当であれば λ_c に等しく，それ以外の場合は，一般的な K(h)の式から推定できる。数式 2.3-14 は浸潤計近傍の 3 次元的な流れ，湛水深，リングの挿入深などを考慮している。

(vi) 水と溶液の選択流

圃場の土は，構造的な間隙や生物由来の流路のように，局所的な水道に富んでいる。地表全体に一様に水を与えたとき，こうした水みちは周囲の基質（マトリックス）に比べて非常に大きな流速で水を運ぶ。さらに，不均一な土に局所的な障害があると，水が基質中を移動している場合でも，条件によっては細い流路に部分的な水の集中が生じる(Kung, 1990)[116]。流れの乱れが拡大するような条件になると，液相は不安定になって，浸潤前線より先に移動するフィンガーが発達する。こうした不均一な現象のすべてが，選択流（preferential flow）という用語で表現される。選択流は，浸潤動を指す。しかし，各々の減少は明らかに物理的に異なる過程であるので，個別に解析する必要がある。以下の議論に対して，選択流を 3 種類のグループ, すなわちマクロポアの流れ, 集積流, 不安定な流れにわけることができる。

マクロポアの流れは，構造的な間隙や大きな隙間からなる水みちなど，土の一部分を通る流れである（White, 1985）[117]。マクロポアは，いろいろな様式で形成される。たとえば，乾燥による土の収縮（Brewer, 1964）[118]，化学的風化作用（Reeves, 1980）[119]，凍結融解作用，生物の活動などである。耕転は，地表面直下のマクロポアをある程度破壊するのは普通であるが，(Thomas and Philips, 1979)[120]，作土層の下には水道が残っていることがある（Quisenberry and Philips, 1978）[121]。割れ目のある岩石においては，割れ目の周囲の岩石の通水性が極端に低いため，マクロポアの流れ基質（マトリックス）の流れと同時に生じたり，マクロポアを通る流れがないときには気質のみの流れが生じたりする。Beven and Germann(1982)[122]は，マクロポアを含む土における水の浸潤と再分布に関する数多くの実験結果を統括して，均一な土を対象にした流れの理論は観測された結果を十分に表現できないと結論づけた。また，多くの土には何らかのマクロポアが存在することを示唆した。

マクロポアの流れは，ポワズイユ則（単位時間あたりの毛管を流れる水の体積を，流速を管の全断面積に対して積分することにより求める）による毛管現象により簡単に説明することができる。ポワズイユ則は，円筒中の流れの場合，隙間の大きさに対して水の流れが非線形であることを示す。有効径 R をもつマクロポアに隣接した基質の土が，マトリックポテンシャル h で水を保持していると，基質の土からマクロポアへ水が流れる条件は次式で与えられる。

$$h > \frac{-2\sigma}{\rho_w g R}$$ 数式 2.3-15

不飽和な多孔質体への浸潤中に生じる不安定な流れ（unstable flow）は長年にわたり研究されてきた。そして，細粒土層から粗粒土層への鉛直方向の流れ（Baker and Hillel, 1990[123], Hill and Parlange, 1972[124]），圧縮されている気相への鉛直流れ（Peck, 1965）[125]，疎水性の土への浸潤（Hendrickx et al., 1993）[126]，密度や粘性が異なる 2 種類の流体による 2 相流（Chuoke et al., 1959）[127]など，多くの条件との深い知識が知られている，最近では，飽和透水係数よりも十分に小さなフラックスによる均一な土への浸潤（Geiger and Durnford, 2000[128], Selker et al., 1992[129]），均一な土の浸潤後の再分布（Diment and Watson, 1985[130], Wang et al., 2003[131]） においても，不安定な流れが生じることが示された。不安定な流れは，通常とは異なる流れの生じる位置が，多孔質体中の透水係数の変化では決まらない流体現象であるが点が，ほかの選択流とは異なる。

Raats(1973)[132]と Philip(1975)[133]は，乱れの電波理論を多孔質体に応用し，浸潤前線の前線後背部における全水頭勾配が 1 よりも小さい（すなわち，土中水の圧力が表面方向に向かって減少する）ことが，浸潤前線における不安定化の条件であることを明らかにした。この条件を物理的に解釈すると，浸潤前線から始まるフィンガーは，発生の理由にかかわらず，フィンガーが成長しても，水が供給され続けるということを意味する。

(vii) 土の熱現象

地温（soil temperature）と土中の熱の流れは，多くの研究分野で重要な知識である。土中の熱伝達は，放射（radiation）と対流（convection），伝導（conduction）の 3 種類のメカニズムによる，放射熱伝達は，地表面に向かう直達短波放射（direct short-wave solar radiation），散乱短波放射（diffuse short-wave solar radiation），長波天空放射（long-wave sky radiation），地表面が放出する長波放射（long-wave radiation）からなる。土中の対流熱伝達は，流体フラックスによって運ばれる熱の移動として定義される。Constantzet al. (2003)[134]，Ren et al. (2000)[135]，Shao et al. (1998)[136]，Wang et al. (2002)[137]は，土中の液状水移動にともなう対中熱伝達の重要性を示している。通常，水分移動による対流は，流速が大きい場合（たとえば，降雨，灌漑，河川からの漏水など）や，流れる土中水の温度が近傍の土と大きく異なる場合にのみ重要である。Wescott and Wierenga(1974)[138]は，土中の蒸気移動にともなう対流熱伝達を研究したが，この伝達は上記の温度が高温（たとえばスチーム注入）でない限り重要ではない。水蒸気が熱の流れに最も大きな影響を与えるのは土中における蒸発，凝縮過程の熱エネルギーの吸収，放出である。対流は特定の環境においては重要だが，土中の熱伝達や地温形成の最も支配的なメカニズムは，運動エネルギーの分子交換による熱伝導である。

土壌科学や植物科学において，地温は，物理的，化学的，生物的過程に影響を与える最も重要な要因

の 1 つである。土の水分特性は，地温の影響を受ける（Bachmann et al., 2002）[139]。バクテリアの増殖や植物生産は，有機物の分解や無機化と同様に，温度に大きく依存する。農薬やほかの有機化合物の生物分解といった重要な微生物の反応速度も温度によって異なる。反応速度の多くはある温度範囲で最大に達し，それより温度が高くても低くても遅くなる。

地温は，植物生長に対してはまず発芽に影響を及ぼす。低温での発芽能力は植物の種子の種類により異なるが，どの種においても，地表面温度が低いと地中での発芽率が大きく減少する（Russel, 1973）[140]。

(viii)地表面エネルギー収支

地表面や植被面に到達する純放射は，地表面や大気の状態に依存する多くの成分に分配される。側面から地表面への熱の流入と，表面や植生群落の過熱や冷却による遷移的なエネルギー変化を無視すると，地表面における 1 次元定常状態の熱エネルギー収支は次のように表される。

地表面に到達する正味の熱エネルギー＝地表面から放出される正味の熱エネルギー

(a) エネルギー収支の成分

地表面からの熱の放出には，3 つの主要な輸送過程がある。第 1 は顕熱フラックス（sensible heat flux），対流熱フラックス（convective heat flux）S であり，地表面から大気に向かう温かい空気による鉛直輸送である。主に顕熱フラックスは，乱流状態の空気の対流によって生じる，第 2 は，土中熱フラックス（soil heat flux）J_H である。J_H は，土中への熱の鉛直輸送であり，地表面から大気への水蒸気移動をともなう。これは潜熱フラックス（latent heat flux）$H_v \cdot ET$ とよばれる。ここで，ET は蒸発散量（蒸発および植物の蒸散による水蒸気フラックス），H_v は蒸発の潜熱である。地表面からの水蒸気移動も，主に対流によって生じる。したかって，定常状態の熱収支式（エネルギー収支式）は次式で与えられる。

$$Rn = S + H_v \cdot ET + J_H \qquad \text{数式 2.3-16}$$

上式の右辺の各項は，地表面から離れる向きを正とする。

一見，熱収支式に水蒸気移動が含まれることは奇妙に思える。しかし，水は蒸発にエネルギーを要し水蒸気は地表面に到達するエネルギーの一部を運び去る。したがって，地表面の蒸発散の有無は，上式の右辺のほかの熱フラックスに多大な影響を及ぼす。

なお，本検討では，温度計による貯留熱の時間変化から求めた熱束を顕熱量とみなす。

(b) 蒸発散量の測定

裸地や圃場からの蒸発散量の測定には，多くの直接的あるいは間接的方法がある（Baker and Norman, 2002）[141]。地表面が湿潤状態にあり，蒸発速度が外的な気象条件によって制限される場合の蒸発散量の簡単な推定法にペンマン式（Penman equation）がある（Penman, 1948）[142]。この式は，数式 2.3-16 のエネルギー収支と植生表面上の大気に向かう水蒸気や熱の空気力学的輸送式を結合することで導かれる。

(c) 空気力学的輸送式

熱と水蒸気は，多量の熱と水蒸気を含む空気の塊による乱流輸送によって，土の近傍または植生表面から運ばれる。この空気塊は，地表面から次々に運ばれるほかの空気塊とその中身を交換しながら無秩序に上昇する。その結果，z_0（土または植生表面）と任意の高さの z_1 間の水蒸気密度と温度の差に比例する。したがって，地表面からの顕熱の乱流フラックスは，

$$S = h_H(\rho_a c_a T_0 - \rho_a c_a T_1) = h_H \rho_a c_a (T_0 - T_1)$$ 数式 2.3-17

ここで，ρ_a は空気の密度，c_a は空気の比熱，T は気温，そして h_H は z_0 と z_1 間における熱の乱流拡散係数（輸送係数）である。拡散係数は，風速や地表面粗度（surface roughness）に主に依存する。$\rho_a c_a T$ は単位体積当たりの熱量である。同様に，水蒸気移動式は，

$$ET = h_v(\overset{*}{\rho}_{v0} - \rho_{v1})$$ 数式 2.3-18

ここで，ρ_v は水蒸気の密度，h_v は z_0 と z_1 間の水蒸気の乱流拡散係数（輸送係数）である。
*印は水蒸気飽和を意味する。これは，ベンマン式が地表面の湿潤状態を仮定しているためである。蒸発量は，通常，可能蒸発量（蒸発位）（potential evaporation）よりも小さい。そのため，数式 2.3-18 には飽和水蒸気密度ではなく，蒸発表面における実際の水蒸気密度を用いる必要がある。
Murray(1967)[143]は，飽和水蒸気密度を表面温度の関数として表した。

$$\overset{*}{\rho}_v = 1.323\left\{\frac{\exp[17.27T/(237.3+T)]}{T+273.16}\right\}$$ 数式 2.3-19

地表面における実際の水蒸気密度は，

$$\rho_v = \overset{*}{\rho}_v \cdot \exp\left\{\frac{h}{46.976(T+273.16)}\right\}$$ 数式 2.3-20

ここで，h はマトリックポテンシャル水頭である．数式 17 は理想気体の法則を用いて，水蒸気圧 Pv の関数として書き直せる。

$$\rho_v = \frac{M_v P_v}{RT} = \rho_a \frac{M_v P_v}{M_a P_a}$$ 数式 2.3-21

ここで，Mv は水蒸気の分子量，R は普遍気体定数，Ma は空気の分子量，Pa は空気圧である。

数式 2.3-18 を蒸気圧差の関数として書き直すと，

$$ET = \frac{\rho_a M_v h_v}{M_a P_a}(\overset{*}{P}_{v0} - P_{v1})$$ 数式 2.3-22

(ix) 土中の熱の流れ

単位時間に単位面積の土を通過する熱エネルギー量を，土中熱フラックスまたは熱フラックス密度という。土の熱の伝えやすさは，1 日あるいは季節ごとにどのくらい早く土の温度が変化するかを決定する。土中熱フラックスは，地表面でのエネルギー伝達過程（地表面エネルギー収支）と土中でのエネルギー伝達過程（土の熱的状態）を結び付ける。このため，土中熱フラックスは微気象学において重要である。地表面と土中のエネルギー伝達過程の相互作用を理解するために，土中熱フラックスの詳細な研究が，農業および農業以外の広い分野で行われてきた（Sauer and Horton(2003)）[144]。

地表面エネルギー収支の成分としての J_H の大きさは，地表面被覆，土の水分量，太陽放射照度で変化する。真夏の裸地乾燥土では，J_H の日中の時間再拘置は，300Wm^{-2} を超える（Fuchs and Hadas, 1972）[145]。一方，植生群落，残渣層，雪に覆われた湿った土における J_H の時間値は，多くの場合±20 Wm^{-2} 以下となる。地表面熱フラックスは，生長中の作物では Rn が小さく，土が冷やされたり温められる秋や春，あるいは乾燥気候で植生のない時期に，50%を超えることもある。土中熱フラックスの測定は，通常 4 種類の方法（熱流板法，熱量測定法，勾配法，組み合わせ法）が用いられる。Sauer(2002)[146]と Sauer and Horton は，土中熱フラックスの測定法に関する包括的な考察を行っている。

(a) **熱フラックス式**

熱エネルギーは，伝導，放射，液状水の移動による対流，空気の移動による熱対流，潜熱の対流など，多くの異なるメカニズムで土中を輸送される。通常の条件におけるもっとも重要な土の熱輸送過程は，伝導と潜熱の対流である。伝導は分子の衝突に起因する熱の輸送である。純粋な固体の場合，1 次元の伝導熱フラックス J_{Hc} は，フーリエ則により与えられる。

$$J_{Hc} = -\lambda \frac{dT}{dz} \qquad \text{数式 2.3-23}$$

ここで，T は温度，λ は熱伝導率（thermal conductivity）とよばれる定数である。この式は，熱の輸送中にその構成が変化しない剛体中の熱の流れを表す。潜熱の対流は水蒸気による潜熱フラックス（蒸発に必要な単位質量あたりのエネルギー）の輸送である，土中における蒸発－凝縮の相変化は，熱エネルギーを放出，あるいは吸収するので，水蒸気のある地点からほかの地点への移動は，潜熱の輸送に相当する。

潜熱の対流 J_{Hv} は，次式で表せる。

$$J_{Hv} = H_v \cdot J_v \qquad \text{数式 2.3-24}$$

ここで，$J_v(gcm^{-2}s^{-1})$は，水蒸気の質量フラックスである。

したがって，正味の土中熱フラックスは，

$$J_H = -\lambda^* \frac{dT}{dz} + H_v \cdot J_v \qquad \text{数式 2.3-25}$$

ここで，λ*は湿潤な多孔質体の熱伝導率の瞬間的な値である。数式 2.3-25 は，形式的な表現に過ぎない。これは，de Vries(1958)が指摘したように，湿潤土試料に温度勾配が生じると，熱に加えて液状水と水蒸気の移動が生じるので，λ*の値が変化するためである。したがって，土のλ*は，剛体のように直接は測定できず，1 次元水蒸気フラックスは次式で近似できる。

$$J_v \approx -D_{T_v} \frac{dT}{dz} \qquad \text{数式 2.3-26}$$

ここで，D_{Tv} は温度勾配による水蒸気拡散係数（thermal vapor diffusivity）である。上式は，相対速度が 1 より極端に小さい非常に乾燥した土を除いて妥当である。

数式 2.3-26 を数式 2.3-25 に代入すると，

$$J_H = -(\lambda^* + D_{Tv} H_v) \frac{dT}{dz} \equiv -\lambda_c \frac{dT}{dz} \qquad \text{数式 2.3-27}$$

ここで，λc は多孔質体の有効熱伝導率（effective thermal conductivity）で，伝導と潜熱の対流の効果を含む。数式 2.3-25 と数式 2.3-26 が成立するとき，パラメータλc は固体のλ測定法を用いて測定可能である。

(x) **熱の保存則**

熱の保存則（heat conservation equation）は，土の中の小さな直方体における熱収支を考えると，水の保存則と完全に等しい方法で導ける，熱は鉛直 z 軸方向のみに流れるとすると，熱の保存則の微分方程式は次式で与えられる。

$$\frac{\partial H}{\partial t}+\frac{\partial J_H}{\partial z}+r_H=0$$ 数式 2.3-28

ここで，H は単位体積当たりの熱量（熱エネルギー），r_H は単位体積あたりの熱損失率（熱の吸い込み）である。

土中の発熱や吸熱が，無視できない熱量を発生または消費するときは，（たとえば，放射能をもつ土や化学反応），熱の吸い込み項 r_H を熱収支式に含めるべきである。ただし，蒸発による潜熱の吸収は，熱フラックス項にすでに含まれているので，吸い込み項としては式に含めない。通常は $r_H=0$ と仮定する。単位体積当たりの熱量 H は次式となる。

$$H=C_{soil}(T-T_{ref})$$ 数式 2.3-29

ここで，C_{soil} は土の体積熱容量，T_{ref} は H=0 の時の基準温度である。

数式 2.3-27 の熱フラックスと数式 2.3-29 の熱量を数式 2.3-28 の熱保存則に代入すると，（C_{soil}＝一定の場合），

$$C_{soil}\frac{\partial T}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}(\lambda_e\frac{\partial T}{\partial z})$$ 数式 2.3-30

λ e が z に依存しないとすれば，**数式** 2.3-30 は次のように簡略化される。

$$\frac{\partial T}{\partial t}=K_T\frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$ 数式 2.3-31

ここで，$KT=\lambda_e/C_{soil}$ は土の見かけの熱拡散率（thermal diffusivity）であり，伝導と潜熱の対流の効果を含んでいる。上式を熱移動式（heat flow equation）とよぶ。

(xi) 熱容量

物質の体積熱容量（volumetric heat capacity）は，物質の単位体積当たりの温度を 1℃あげるのに必要な熱量と定義される。土のような混合物質の体積熱容量は，体積分率によって重みづけしたそれぞれの構成物質の熱容量の和である。したがって，土の熱容量は次式で表される。

$$C_{soil}=X_aC_a+X_wC_w+\sum_{j=1}^{N}X_{sj}C_{sj}$$ 数式 2.3-32

ここで，X は体積分率，C は体積熱容量，点字の a, w, sj は，それぞれ空気，水，固体物質 j（土中の N 個の固体物質の j 成分）である。次に，純物質の体積熱容量 C は次式で表せる。

$$C=\rho c$$ 数式 2.3-33

ここで，ρ は物質の密度，c は比熱であり，単位質量あたりの熱容量(heat capacity per unit mass)ともいう。

(xii) 熱伝導率

土は固相，液相および気相から成る粒状の媒体なので，土の熱伝導率は，これらの構成要素の体積割合，土粒子の大きさや配置，固液界面の接触によって異なる。長石の熱伝導率は 1.67$Wm^{-1}K^{-1}$ であり，石英の熱伝導率は 8.5 $Wm^{-1}K^{-1}$ である。水と空気の熱伝導率は，それぞれ 0.59 および 0.026 $Wm^{-1}K^{-1}$ である。したがって，石英，水，空気の熱伝導率の比は，333:23:1 となる。この大きな違いのために，

粒状の土の熱伝導率は，土粒子の接触の程度や，粒子間の間隙における空気がどの程度水に置き換わっているかに依存する。

土の熱伝導率の動態的な大きさは，砂＞ローム＞粘土＞泥炭の順である。固相の鉱物成分の熱伝導率は，すべて同程度の大きさなので(Smith and Byers, 1938)[147]，乾燥の程度の等しい土における熱伝導率の差は，土の充填様式と間隙率によって決まる。粒子径が小さくなると，隣接した粒子間の接触面積が減少するため，熱伝導率は小さくなる。Patten(1909)[148]は，粒子の大きさが 450 μ m から 6 μ m に小さくなると，炭化ケイ素の熱伝導率が約 70%低下することを観察した。

土の乾燥密度が増えると，間隙率が低下し，熱伝導率の低い空気の体積が減少するのに加えて，固相粒子間の熱的な接触が改善される。Van Rooyen and Winterkorn(1959)[149])は，ロシアのチェルノーゼムの調査で報告された熱伝導率を評価した。土の乾燥密度が 1.1 から 1.5 まで増加すると，熱伝導率は 0.42 $Wm^{-1}K^{-1}$ から 0.85 $Wm^{-1}K^{-1}$ に増加した。Van Duin(1963)[150]のデータも同様の傾向を示し，砂の間隙率が 50%減少すると，熱伝導率は 2 倍になる。同様に，van Duin のデータは，間隙率が 50%増加すると，全範囲の水分量において砂の熱拡散率 $\lambda e/C_{soil}$ が著しく減少することを示している。

(xiii)熱拡散率

熱拡散率（thermal diffusivity）K_T は，水分量が増加すると最大値にまで急速に増加し，さらに水分量が増加すると減少する（Patten, 1909）[151]。熱容量 C_{soil} は水分量によって直線的に増加するのに対して，熱伝導率 λ は低水分量で急激に増加する。そのため，両者の比である λ/C_{soil} を θ の関数とする最大値が生じると説明できる。熱拡散率は，乾燥領域では θ によって変化するが，広い水分量の範囲では比較的一定な値を持つ。これは，数式 2.3-31 のように熱移動を第 1 近似として線形とみなせることを意味する。

(xiv)熱的性質の決定

湿潤土の熱伝導率を決定する提供法には大きな欠点が 2 点ある。第一に，水分が定常的な温度勾配によって再分配され(Jury and Miler, 1974)[152]，カラム内の水分分布が不均一になる。第二に，この方法は厳密には実験室での技術であり，現場では使用できない。ある程度の温度勾配による水分流れは生じるが，この低情報の問題を克服した方法に，非定常円筒プローブ法(transient state cylindrical probe)がある（Bristow, 2002[153]; de Vriess and Peck, 1968[154]; Jackson and Taylor, 1965[155])。この方法は，熱源として電気的に加熱される細い金属線と温度上昇を測定する熱電対から成る。金属線と熱電対は円筒形プローブの内部に取り付けられており，これを土に挿入して金属線に一定電圧をかけると，金属線が過熱して，放射状の熱の流れが生じる。土に接する熱電対プローブの温度は次式で与えられる。

$$T - T_0 = \frac{q}{4\pi\lambda}[d + \ln(t - t_c)] \qquad \text{数式 2.3-34}$$

ここで，T_0 は初期濃度，$T\text{-}T_0$ は上昇温度，q は金属線の単位長さ当たりの電力消費量あるいは発熱率，d は定数，t_c はプローブと土の熱的性質とプローブの寸法に関する補正係数である(Bristow, 2002)[153]。

(4) 熱収支の基本的考え方

(i) 地表と大気の熱収支

地球の熱収支においては放射のみではなく，熱伝達，蒸発，移流なども考慮しなければならない。図 2.3-1 は大気・地表面・地（水）中を結び付ける一連の熱収支を模式的に描いたものである。図中の数値は S/4 を 100%とし，熱収支の各成分を%で表したものである。

太陽光は大気を通過するとき空気分子，塵，水蒸気，雲などによる反射・吸収により弱まるので，地表に到達する日射量を I で表してある。a は地表面の反射率，(1-a)I は地表に吸収される有効日射量になる。地表はその温度(Ts)で長波放射を出し，($\sigma Ts^4=R_{SG}$)，その一部は大気により吸収される。大気の加熱あるいは熱貯留は Q_A で表してある。大気も長波放射を上向き(R_{AU})と下向き(R_{AD})に出し，下向きの成分は地表に加えられる。したがって地表面が失う長波放射は，地表からの上向きの放射(R_{SG})と大気からの下向きの放射(R_{AD})の差になる。後者は気温，大気中の水蒸気などに影響される。以上の関係を整

理すると放射収支が得られる。地表面が受け取るすべての放射の精算値を正味放射あるいは放射収支量(R_N)という。

$R_N=(1-a)I-R_{SG}+R_{AD}$ 数式 2.3-35

正味放射を受け地表面温度は変化するが，地表面は熱平衡を保つために熱伝達（H:顕熱輸送）と蒸発（LE:潜熱輸送）により大気中へ過剰な熱を放出する。E は蒸発量, L は蒸発の潜熱（気化熱）で, 2.4~2.5 $\times10^6 Jkg^{-1}$(580~600cal/g：温度によって若干変化する)である。その他一部は，地表面下である地温や水温の変化にかかわる貯熱量（G）に配分される。単位時間当たりの熱の流れを熱流束，単位時間・単位面積当たりの熱の流れを熱流束密度とよぶが，ここでは移行，放射，顕熱，潜熱のほか熱移動，熱輸送，熱フラックスなどと記す。貯熱量変化が無視できれば，正味放射は顕熱・潜熱の放出と並行するはずである。貯熱量変化（G あるいは⊿G）があれば，これを加えた状態で熱平衡が成り立つ。これらの関係を表すのが熱収支式，数式 2.3-36 と数式 2.3-37 である。

$R_N=H+LE$ 数式 2.3-36

$R_N=H+LE\pm G$ 数式 2.3-37

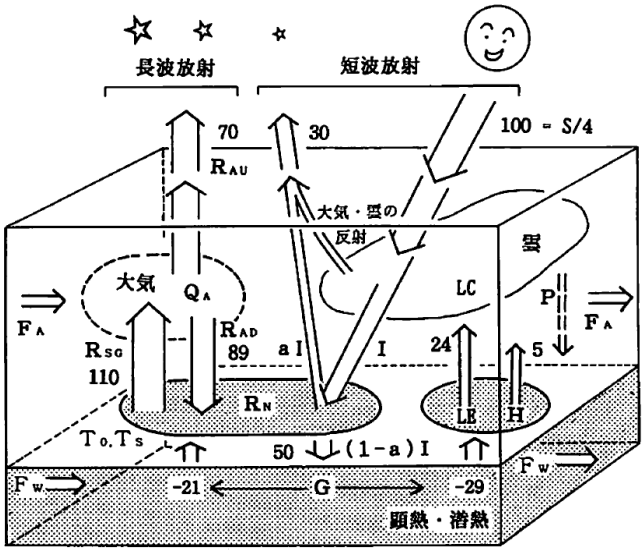


図 2.3-1 地球の熱収支

図 2.3-1 では H と LE は放熱過程にあるとして→を上向きに描いてあるが，逆に H と LE が下向きになる場合もある。LE が上向きのときには蒸発により潜熱の放出があるが，下向きのときには凝結が起こり，地表面が過熱されることになる。

G の矢印が上向きのときには地中あるいは水中から地表に向かって熱が補給され，下向きのときには地中・水中に向かって熱が移動することを意味する。また，場所によっては風や水流に寄る水平方向の熱輸送が加わるので，これを移流として F_A と F_W を記した。

蒸発によって大気中に運び込まれた水蒸気が凝結を起こせば，その凝結量(C)に見合った凝結の潜熱(LC)を大気に与える。もし大気中の移流が無視できれば，凝結量とその場所の降水量(P)は等しいと考えることができる，地球は閉じた系だから，全体では蒸発量と降水量と凝結量は等しい。

以上が地表面を中心とする熱収支の概念で，これらのデータを観測して計算で明らかにしていくのが熱収支解析である。これには，その特徴や温度場の成員を説明することも含まれている，むしろ，特徴の説明のほうが重要であるといえる。

(ii) 熱収支観測と解析の基礎

(a) 温度・水蒸気の測定

水蒸気量は乾湿計による測定が基本にあるが，測定高度を一定にしてくことが重要である。蒸発や潜熱移動には水蒸気圧のままではなく，湿潤空気 1kg 中の水蒸気の質量(q：$kgkg^{-1}$)である比湿を用いる。比湿は水蒸気圧 e から次式で求める。

$$q = 0.622\frac{e}{p-0.378e} \cong 0.622\frac{e}{p} \qquad \text{数式 2.3-38}$$

p は現場の気圧であるが，平地では近似的に 1000hPa とすることが多い。係数 0.622 は乾湿計の定数とよばれ，乾燥空気の分子量に対する水の分子量の比である．なお，比湿を g/kg として表すときには，この係数を 622 とする。

相対湿度から水蒸気量や水蒸気圧を推定することは好ましくないが，方法としては空調関係で使われている空気線図を使うと便利である。これは，日本農業気象学会(1997)のほか，空調関係の教科書に掲載されている。

(b) 顕熱・潜熱輸送および移流

傾度法による顕熱・潜熱輸送

傾度法では気温の垂直傾度(dT/dz：Km^{-1} あるいは℃/cm)，水蒸気あるいは比湿の垂直傾度(de/dz, dq/dz)，風速の垂直傾度(du/dz)と拡散係数(K)により，顕熱(H)，潜熱(LE)，運動量(τ)の輸送は次のようになる。なお，拡散係数の単位は m^2s^{-1}(cm^2/sec)である。

$$H = -c_P\rho_a K_h\left(\frac{dT}{dz}\right) \qquad \text{数式 2.3-39}$$

$$LE = -L\rho_a K_w\left(\frac{dq}{dz}\right) \qquad \text{数式 2.3-40}$$

$$\tau = \rho_a K_m\left(\frac{du}{dz}\right) \qquad \text{数式 2.3-41}$$

ここで Cp は空気の低圧比熱（比熱）で，$1004Jkg^{-1}K^{-1}$(0.24cal/g)，L は蒸発の潜熱（気化熱）で約 2.45×10^6 Jkg^{-1}， ρ_a は空気の密度約 $1.2kgm^{-3}$ である。潜熱輸送量（LE）を L で割ると，蒸発あるいは凝結量（E）になる。K_h,K_w,K_m は，それぞれ熱，水蒸気，運動量に対する拡散係数で，相互に若干異なることが知られているが，ここでは等しいものと仮定する。したがって，次に述べる C_D においても 3 者が等しいものと仮定する。なお，上の式でマイナスをつけてあるのは，気温と水蒸気の垂直分布が入射型の場合，高さが上がるとそれぞれの値が低下するためである。移流が無視できれば，それぞれのフラックスは高さにかかわらず一定になる。

ボーエン比

H と LE の比をボーエン比（B: Bowen Ratio）とよび，熱収支解析ではしばしば利用される。

$$H/LE \equiv B = \frac{c_P}{(0.622L/p)}\left(\frac{T_s-T_a}{e_s-e_a}\right) = 0.65\frac{T_s-T_a}{e_s-e_a} \qquad \text{数式 2.3-42}$$

気圧 p に 1013hPa を代入すると，定数部分の値はおよそ 0.65 となる。熱収支において，水中あるいは地中の貯熱量変化（G,⊿G）があれば，これを正味放射に加減するといわゆる強制補正された H と LE になる。

$$H = \frac{R_N - G}{1 + (1/B)}$$ 数式 2.3-43

$$LE = \frac{R_N - G}{1 + B}$$ 数式 2.3-44

ボーエン比は熱収支，水環境の解析や考察にはきわめて便利であり，かつ重要である。ボーエン比 B は純放射量として地表面に入力されたエネルギーが、顕熱と潜熱フラックスにどのような割合で分配 されているかを表す指標であり，気候を表す重要なパラメータである。B が大き(H が大きい)ければ大気は高温化されや すく、B が小さ(lE が大きい)ければ大気が多湿化しやすいことを表す。

移流

大気や水では水平的な流れによる熱や物質の輸送もある。このような水へ移動を移流という。接地層における移流は，風速と風の方向に沿った気温や水蒸気の水平傾度（dT/dx, de/dx），あるいは 2 地点間の温度差と平均風速により計算する。接地層内の移流を F_A とし，対象地の風上側の入り口と風下の出口の値を使うと，高さ z の位置における熱と水蒸気の移動は次のようになる。

$$F_{AA} = c_p \rho_a u_z (T_{IN} - T_{OUT})_z$$ 数式 2.3-45

$$F_{AV} = \rho_a u_z (q_{IN} - q_{OUT})_z$$ 数式 2.3-46

地面あるいは水面から高さ z までのすべての移流は，それぞれの高さの移流を加算したものになる。したがって移流が多い地点では，観測高度を上げると移流項が大きくなり，垂直交換が正しく評価できなくなる。

水の場合の移流は，水温・水質などと流量（Q）あるいは流速（U）を用いる。河川，貯水池等における熱の移流（F_w あるいは A_D）は次式で表される。T は水温，c，ρ は水の比熱，密度，添え字 IN は流入側，OUT は流出側とする。

$$F_W \quad \text{あるいは} \quad A_D = c_\rho (T_{IN} Q_{IN} - T_{OUT} Q_{OUT})$$ 数式 2.3-47

(5) トレーサーとしての水温の有効性

地下水温は時間的変化が非常に小さく保存性がある。西沢（1966 ほか）[156]は，すでに 1960 年代に河川水温の研究の中に地下水温の寄与を組み込み，これが保存性のある良好なトレーサーであることを指摘している。水文研究におけるトレーサーとしては，同位体や化学成分などが使われているが（IAHS 1993）[157]地下水温は測定が簡便であるという利点があり最近注目されている。（山本 1983[158]，佐倉 1993[159]，1984a[160]，谷口ほか 1991[161]，谷口 1998[162]，IAHS 1993[157]ほか）。

地温による地下水脈探査は，すでに 1930 年代に別府・湯布院の温泉調査に使われたとされている。現在では 1m 地温の分布が地滑り値の水脈調査，堤防からの水漏れ探査に利用されているが，調査に適切な季節は 3 月と 9 月で，不適切な季節は 5 月と 12 月である（竹内　1983）[163]。1m 地温を地下水探査に用いる方法は，Cartwright（1974）[164]によっても提案された。しかし，同時に 1m 地温は降雨浸透水の影響を受けるので（佐倉　1984b）[165]，この点の配慮が必要である。

(6) 観測結果に基づく水・熱収支の検討の基本的考え方

前述にように，本章では地温の観測結果をもとに，地表面および地中の体積含水率，顕熱と潜熱の比であるボーエン比および蒸発散量について検討を行う。これらの検討を実施するにあたっては，水温をトレーサーとして使用した。

ここでの検討項目は，特定の時点においてある空間に存在する生物（bio-）の量であるバイオマスとしての植物を出発点として，図 2.3-2 に示すように関連付けることができる。

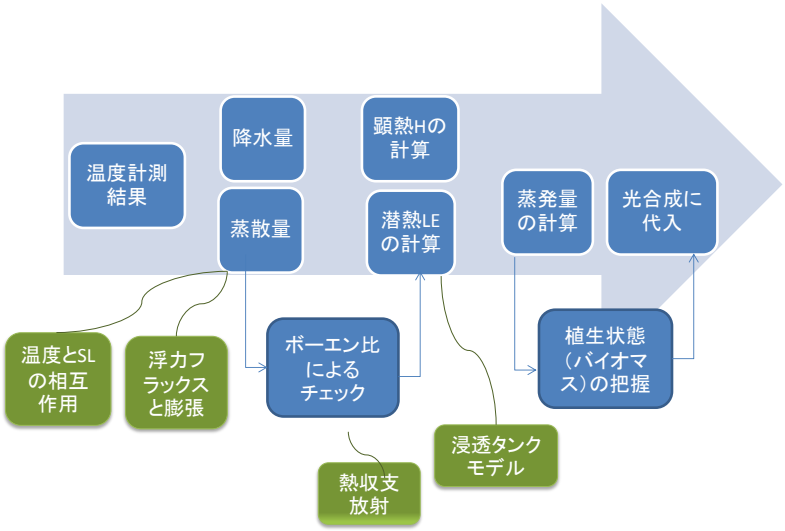


図 2.3-2　土壌熱収支に係る構成要素

図 2.3-3 に示すように，熱収支 Rn は，下向きの短波放射である日射量(S↓)と下向きの長波放射である大気放射(L↓)の和から，日射量が地表面で反射した上向きの短波放射(S↑)と上向きの長波放射(L↑)を引いた熱量として定義できる。

$$Rn = (S\downarrow + L\downarrow) - (S\uparrow + L\uparrow)$$
$$= S\downarrow - S\uparrow + L\downarrow - L\uparrow$$

数式 2.3-48

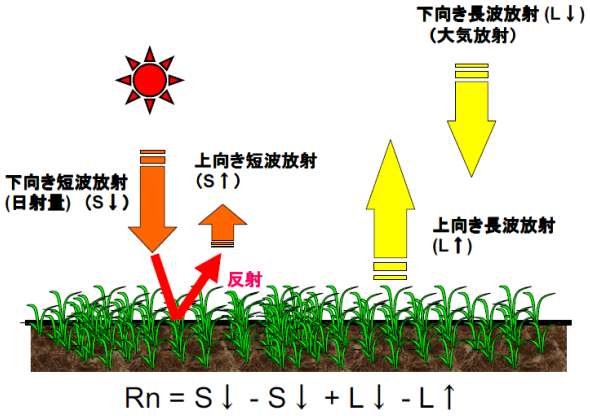


図 2.3-3　熱収支の基本概念 1

次節における熱収支の検討は図 2.3-3，あるいは図 2.3-4 に示すような基本概念を出発点とする。

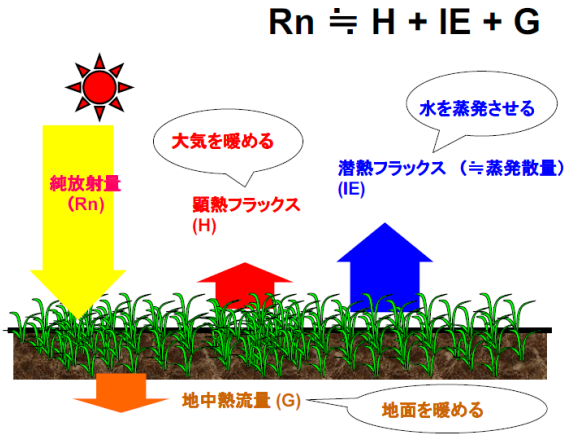


図 2.3-4　熱収支の基本概念 2

地表面に流入する熱量としては，太陽からの日射がある。これを，純放射量 Rn とする。次に，地表面から失われる熱量は，地面を温める地中熱流量(G)と，大気を温める熱として消費される顕熱フラックス(H)，水を蒸発させる熱として消費される潜熱フラックス lE がある。潜熱フラックス lE は蒸発散量と同等とみなす。

上図より，熱収支 Rn は，下式で与えられることとなる。

$$Rn = \Sigma（熱フラックス）= 熱フラックス_{第a^1層} - 熱フラックス_{第a^2層}$$　　数式 2.3-49

(7)　バングラデシュの解析地区および計算手法の概要

バングラデシュの試験場内の土中に，円筒状のタンクを設置した。地表面とタンク上端部が一致するようにタンクを埋め，タンクの底部から地表面まで 0.3m ごとに温度計を設置している。このタンクは 2007 年の 7 月～2009 年 1 月まで設置された。この間，水位は地表面から 0.3m 低い位置（もっとも最上部の温度計設置位置）に手動で設定されていた。水分含水量は計測されていないが，一時間ごとの温度分布が計測されている。 5 層のタンクモデルに降雨データを入力し，また，蒸発散公式を使用して水収支の日計算を実施している。熱収支は，鉛直方向の浮力フラックスおよび熱フラックスを用いて評価した。平均含水率は 0.39，空隙率は 0.45，透水係数は 2.3×10^{-7} ms^{-1} として計算を実施している。地表面下の絶対熱フラックスは $2Wm^{-2}$ である。ここでは，伝導（conduction）と対流（convection）の比を流体力学における無次元パラメータを使用して算出した。

熱伝導率は飽和度に応じて，透水係数とともに変化する。また，地表面下における液体の流れとしての拡散（diffusion）という概念は，対流と移流（advection）を含む。これらの概念を検討するためには，シャーウッド数やヌセルト数といった流体力学におけるパラメータを検討する必要がある。また，土の不飽和特性を試験場の土中に設置したタンクから得られた温度データを用いて評価した。土中のタンクは蓋がされており，地表面に設置された最上部のタンクのみ，蓋がされておらず，ダッカの亜熱帯気候にさらされていることとなる。

本項で使用した観測データは，バングラデシュ工科大学の屋外実験水路の横の植え込みの中に設置した温度計により取得されたものである。データ取得期間は 2007 年 7 月 19 日～2009 年 1 月 8 日である。温度計設置場所の周囲は高さ 2m 程度の塀に囲まれており，風当たりは決してよくない。

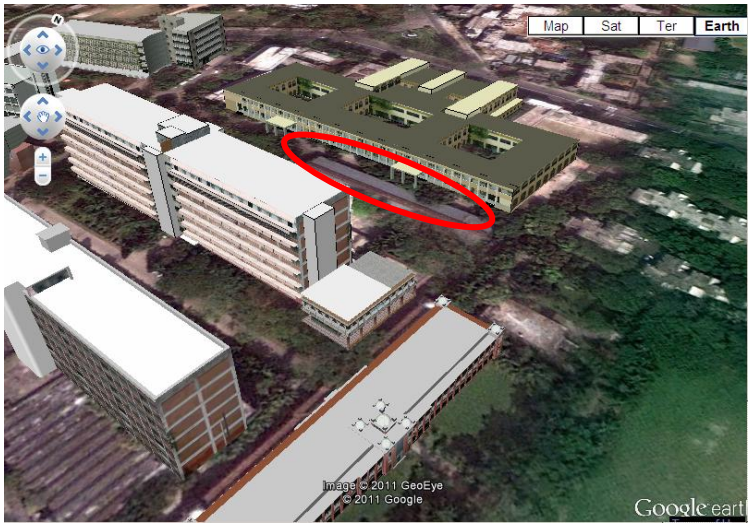


図 2.3-5　バングラデシュ工科大学における温度計設置位置

図 2.3-6　温度計設置状況

バングラデシュ工科大学はダッカにある公立の工科大学である。ダッカは，バングラデシュの中央部北緯 23 度 42 分 0 秒 東経 90 度 22 分 30 秒 / 北緯 23.7 度 東経 90.375 度 / 23.7; 90.375, ガンジス川・ブラマプトラ川・メグナ川が構成するガンジスデルタ(en)のほぼ中央，下流域に当たるブリゴンガ川(en)の東岸に位置し，面積は 153.84 平方キロメートルである。地質は完新世から鮮新世時代に堆積された層であり，海抜は 2～12m 程度と低く，熱帯植物と湿潤な気候と相まって雨季の激しい降雨やサイクロンによってダッカはしばしば洪水に見舞われる運命にある。

ダッカは気温が高く，降雨も頻繁な多湿の熱帯性気候であり，ケッペンの気候区分ではサバナ気候に該当する。都市にはモンスーンが通過し，年平均気温は 25℃(77° F)，月平均気温は 1 月に 18℃(64° F)，8 月で 29℃(84° F)となる。年間降水量 1,854mm のうち 80%は 6 月から 8 月の間に記録される。LNG システムの導入によって空気汚染は改善したものの，交通渋滞や産業廃棄物などの影響で大気や水質の汚染が進み，これらは健康や居住環境等に悪影響を及ぼす深刻な問題となりつつある。周辺の沼沢地や湿地などは，多階層ビルなど不動産開発によって破壊に直面しており，このような自然の生息地が破壊される現状は環境汚染と相まって，人々の健康や生物の生存多様性を著しく脅かしている。

ダッカにおけるここ 10 年ほどの地下水位は 40m ほど低下しているが，この原因としては，掘り抜き井戸の増加が挙げられる。雨季あるいは乾季を通じて地下水位は変化し，これに対応した干ばつの状況や洪水条件を考慮することが非常に重要となる。都市部で洪水が発生したあとの掘り抜き井戸の水質に

ついても注意深く検討する必要がある。

これに対し，郊外や地方都市では，地下水位はモンスーン地域の洪水サイクルに対応して変化する。湖（地元の人々は haors と呼ぶ）はは潅漑，漁業および避難所生態系のための貯蔵所として機能している。この湖が一旦氾濫すると，飲料水の不足により衛生問題が国内のあらゆる地域で生ずる可能性がある。地表面における洪水は地表面の水質に容易に影響を及ぼしうるものであり，このことは，既述したダッカ市街地における現象と酷似している。

大久保ら（2010）[166]は，2006 年にダッカ市内で洪水が起こったときの湖泥温度を観察し，それによると，湖泥温度は雨量が 100mm/日より高い場合のみ影響を受けることがわかっている。この温度測定は，2004 年 9 月に洪水が生ずる直前の 2004 年 3 月に実施され，浸水のピークは 1998 年の洪水中に観測されている。

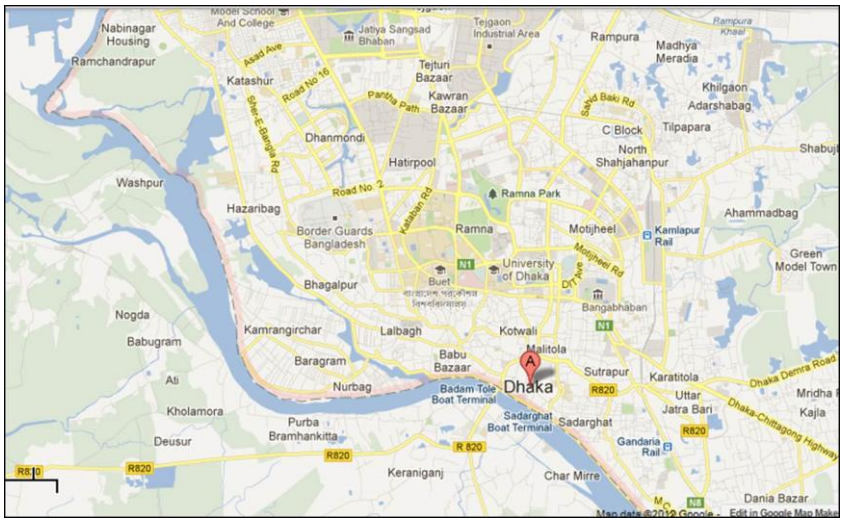


図 2.3-7　ダッカ市とブリガンガ川，計測地点 A

(8)　地表面下の水収支および熱収支の評価

本検討では，非排水の条件で，地表面下の熱収支を評価した。

(i)　水収支の評価結果

図 2.3-8 には，バングラデシュ工科大学における計測温度と降雨データを示す。同図に示すように，熱の拡散による影響が大きく見られ，3 ヶ月間に見られる温度の差は約 10°C である。これらの温度変化から，夏季に熱が 1.5m 拡散するために必要とされる時間は約 3 週間で，このことより，熱拡散係数は以下のように計算することができる。

$$K_{To} = \frac{1.5^2}{86400 \times 21} = 1.2 \times 10^{-6} \left[m^2 s^{-1} \right]$$　　数式 2.3-50

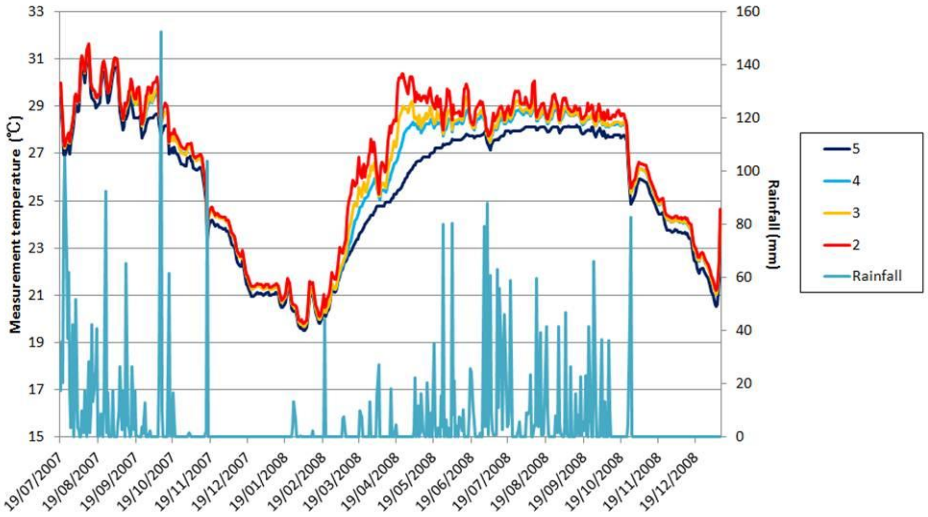


図 2.3-8　バングラデシュ工科大学における計測温度と降雨

水収支は，図 2.3-9 に示す 5 層タンクモデルに降雨データを入力し，蒸発散公式を適用して日計算を実施している。熱収支は浮力または熱の垂直のフラックスとして評価する。この概念は，水収支および熱収支を評価した菅原ら(1979)[167]のタンクモデルの概念と同じである。熱収支に関する検討は次項に記述する。

(ii)　熱収支の評価結果

図 2.3-9 に示すように，原位置では地表面から鉛直下方向に 6 つの温度計を設置した。温度計測の後，5 番目の温度計のバッテリーが低下したため，この温度計により測定した一部のデータは失われている。また，タンクはそれぞれ 36cm の 5 つの層により構成されており，各層にはそれぞれ 1 つずつ温度計が設置されている。降雨は，一部は第 1 層から第 5 層までの土壌に浸透し，一部は側方に流出し，一部は蒸発する。

ここで検討している過程は伝導（conduction）と対流（convection）に類似した影響として評価され，これらのプロセスは流体力学における無次元数を使用することにより比較することができる。

温度計は，深さ d=0.3m, 0.6m, 0.9m, 1.2m, 1.5m, 1.8m に設置した。最上部の温度計は地下水面と一致するように設置しており，降雨量が多い場合，この温度計は浸水し，蒸発散が顕著な場合にはこの設置位置よりも水位が低くなるため，地面から水位 0.3m の水深を維持するために水が供給される。このことは，降雨がある場合，水位は 30cm 以上増加し，水はタンクから流出し，降雨がない場合，水位は低くなることを意味する。ここでの検討では水収支の分析において，この水位の±30cm の変動に注目した。

図 2.3-11～図 2.3-15 にはタンク中の温度のコンター図を示す。バングラデシュは，国土のほとんどが亜熱帯モンスーン気候に分類され，6 つの雨季，乾季，および移行期がある。一般的に，4～5 月は高温少雨期，6～10 月は雨季，11 月～3 月は乾季である。また，サイクロンが 4 月～5 月，10 月～11 月にかけて発生し，この乾季には朝晩冷え込むことがある。

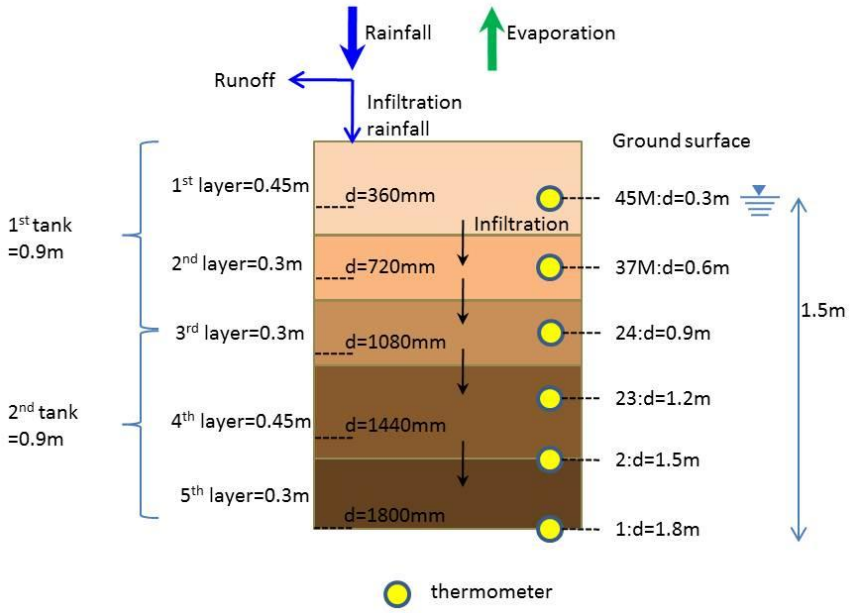


図 2.3-9　5 層タンクモデル[168),169)]

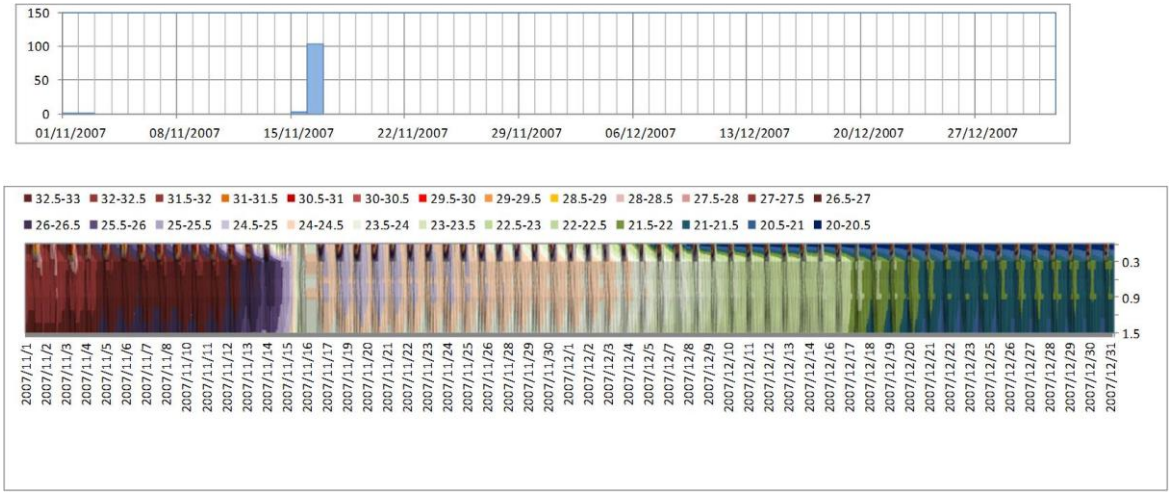


図 2.3-10　水温コンター図（2007 年 11～12 月）

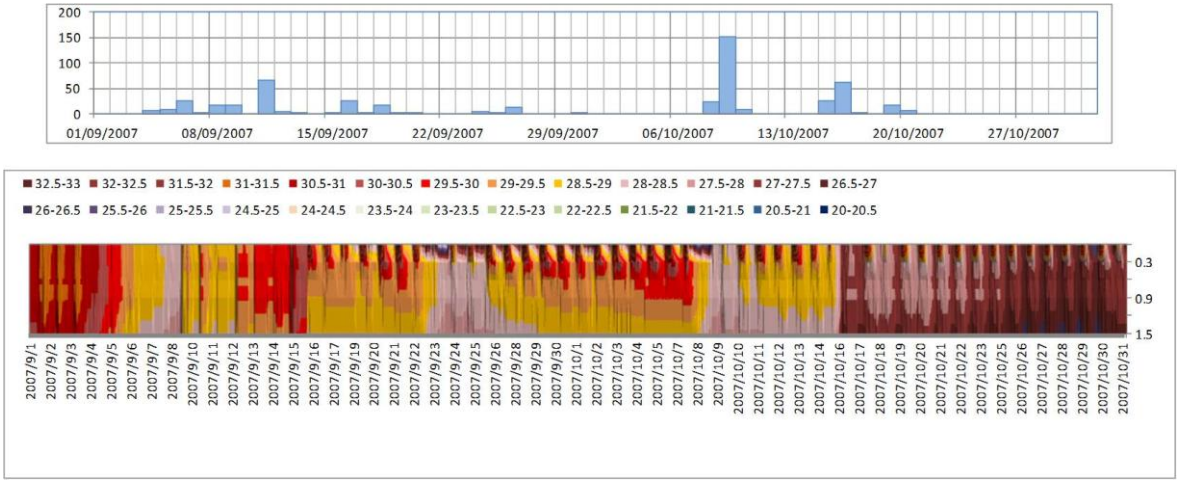


図 2.3-11　水温コンター図（2007 年 9～10 月）

図 2.3-12　水温コンター図（2008 年 1～2 月）

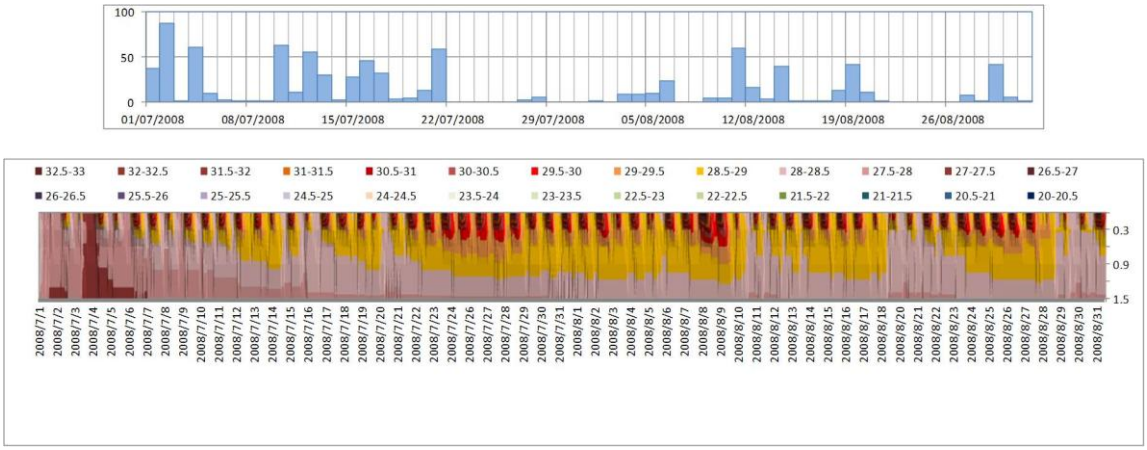


図 2.3-13　水温コンター図（2008 年 7～8 月）

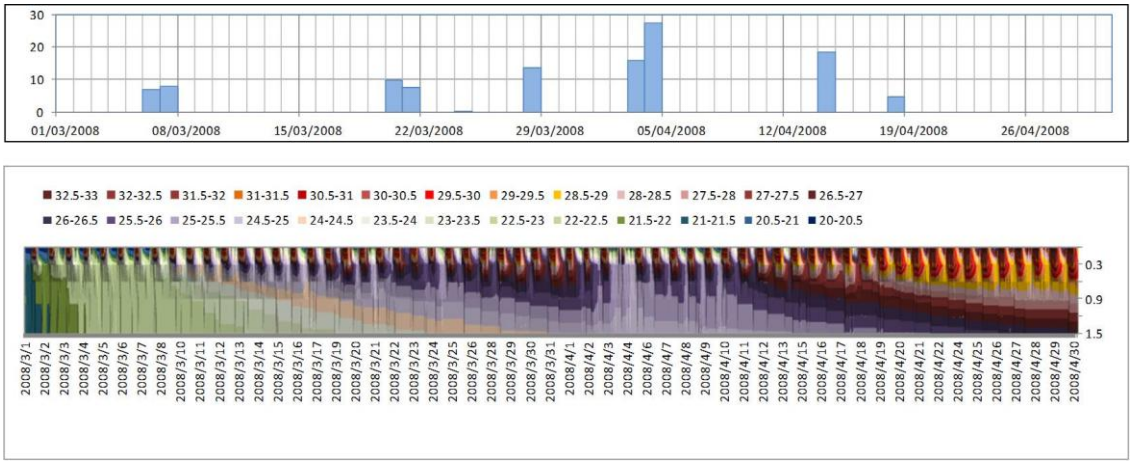


図 2.3-14　水温コンター図（2008 年 3～4 月）

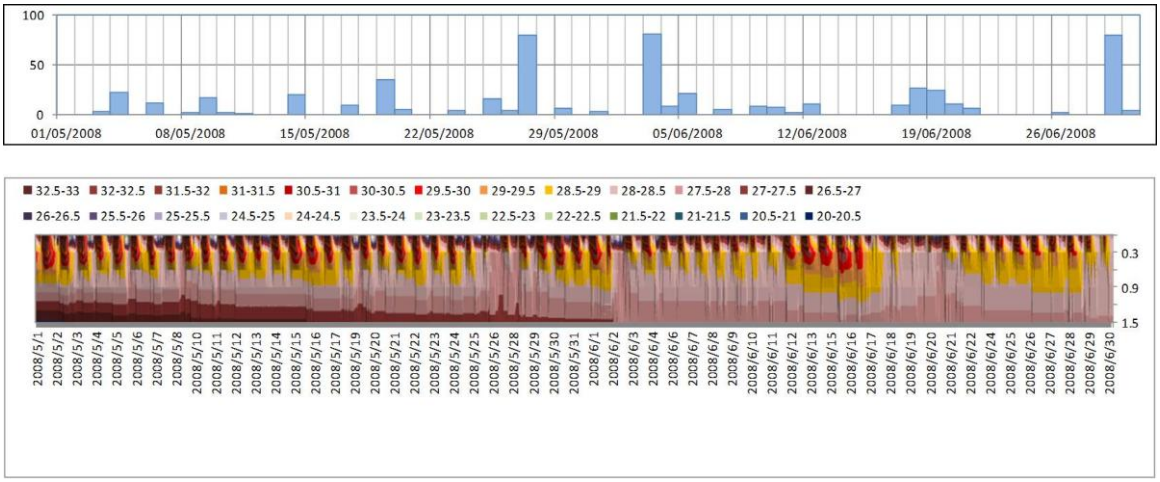


図 2.3-15　水温コンター図（2008 年 5～6 月）

熱問題におけるフラックスと熱特性は伝導（conduction）あるいは対流（convection）と関係がある。ここでは，対流のプロセスとして，蒸発散と浸透を検討し，土中計測温度を用いて熱収支を分析した。分析に際しては，土壌の空隙率を 0.45，飽和度を 0.39，熱拡散係数を 1.2×10^{-6} m^2s^{-1}，不飽和土壌中の熱伝導係数を熱容量から 3.54 $Wm^{-1}K^{-1}$ と設定して計算した。

鉛直方向一次元の熱エネルギーフラックス[Wm^{-2}]は，下式で与えられる。

$$H = -(\lambda^* + DL + C_w k_0 l_{x_i})\frac{dT}{dz} \equiv -\lambda_e \frac{dT}{dz} \qquad \text{数式 2.3-51}$$

ここで，T は土の温度，λ^*[$Wm^{-1}K^{-1}$]は固-液- 気混合の熱伝導係数，D[kgm^{-1} $s^{-1}K^{-1}$]は蒸発時の拡散係数，L=2,500 [$kJkg^{-1}$]は水の潜熱，C_w= 4.19 [$MJm^{-3}K^{-1}$]は水の体積熱容量，k_0[ms^{-1}]，l_{xi}[m]は水の体積分率を踏まえた長さスケール，V_w[m]は x_i 軸方向に垂直に分割した体積，λ_e[$Wm^{-1}K^{-1}$]は蒸発散と浸透により伝導と対流を示す多孔質媒体の有効熱伝導率を示す。

浮力フラックスの鉛直方向分布は熱膨張に起因する水温上昇と密度の関係式により定義することができる。

$$B(z) = \frac{1}{\Delta t}\int_{-h}^{0}\frac{\Delta\rho}{\rho_0}g\theta dz$$

$$H(z) = \frac{C_w B}{\alpha g}\left(\theta + (1-\varphi)\frac{C_s}{C_w}\right) \equiv \frac{C_{soil}B}{\alpha g}$$

数式 2.3-52

ここで，B[m²s⁻³]は液相の熱膨張のみに起因する浮力フラックス，H[Wm²] は土壌単位体積中の熱フラックス，C_S=1.93 [MJm⁻³K⁻¹]は無機堆積物の体積熱容量，C_{Soil} [MJm⁻³K⁻¹]は水分含水量θおよび空隙率 ϕ に依存する土の体積熱容量である。定数 C_{Soil}は，時間とともに変化し，熱フラックス勾配を用いて表現される。

$$C_{soil}\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}(\lambda_e \frac{\partial T}{\partial z})$$

数式 2.3-53

λ_eが z に依存しない場合，上式は以下のように簡単化される。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = K_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

数式 2.3-54

ここで，

$$K_T = \lambda_e / C_{soil}$$

数式 2.3-55

K_Tは見かけの熱拡散係数[m²s⁻¹]で，これには，伝導（conduction）と潜熱の対流（convection）および浸透（infiltration）すなわち，鉛直方向の拡散が含まれる。数式 2.3-54 は原位置測定結果や熱移行特性からも明らかなように，時間に依存する。

K_T= π d²/ τ を用いて，熱拡散係数を計算することができる。熱拡散係数は深度と共に季節ごとに変化し，6.587（9-10 月），46.30（11-12 月），4.66（1-2 月），2.96（3-4 月），0.013（5-6 月），0.011（7-8 月）[10^{-7} m²s⁻¹]となる。

$$K_T = \frac{\pi d^2}{\tau}$$
$$= 6.857(\text{Sep - Oct})$$
$$= 46.30(\text{Nov - Dec})$$
$$= 4.66(\text{Jan - Feb})$$
$$= 2.96(\text{Mar - Apr}) \qquad [10^{-7}\,\text{m}^2\text{s}^{-1}]$$
$$= 0.013(\text{May - Jun})$$
$$= 0.011(\text{Jul - Aug})$$

数式 2.3-56

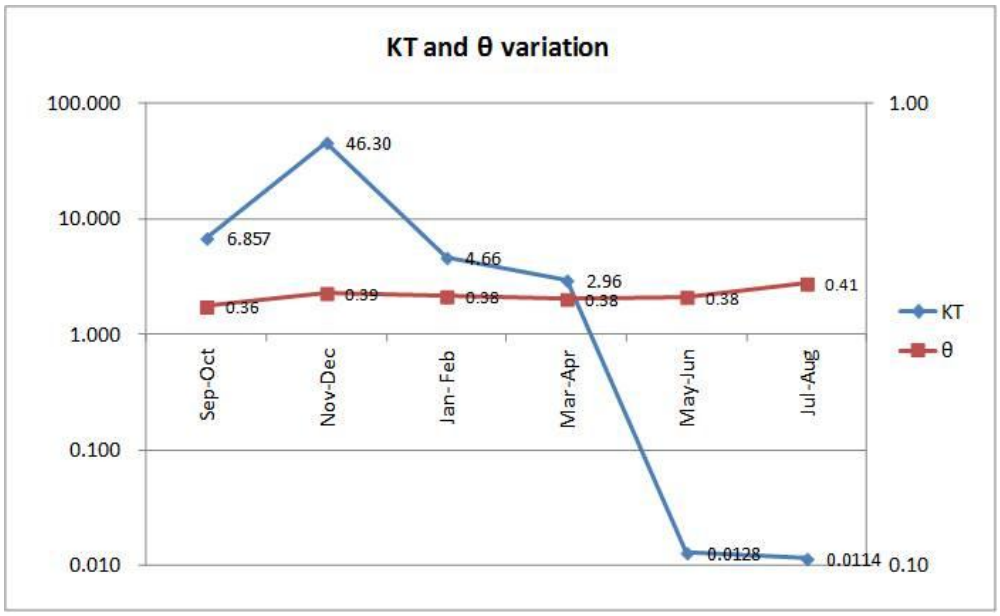


図 2.3-16　熱拡散係数と水分含水量の変化
（9-10 月，11-12 月，1-2 月，3-4 月，5-6 月，7-8 月）

次に，体積熱容量 $C_{S\,oil}$ は加重平均として以下のように表現される。

$$C_{soil} = X_a C_a + X_w C_w + \sum_{j=1}^{N} X_{sj} C_{sj}$$

数式 2.3-57

ここで，X は体積分率，C は体積熱容量，添付の a, w, s_j はそれぞれ空気，水，固体構成物質 j（土中の N 個の固体物質の j 成分）である。de Vries (1963)，鉱物と有機物の体積熱容量に，それぞれ平均的な値である 0.46，0.60，水の値に 1.0[calcm^{-3}K^{-1}]を推奨している。これらの値は，それぞれ，1.93，2.51，水の値は 4.19[MJm^{-3}K^{-1}]と等価である。空気の熱容量は小さいので無視できる。そうした平均的な値を用いると，数式 2.3-57 は，

$$C_{soil} = 4.19\theta + 1.93(1-\varphi - X_o) + 2.51X_o$$ 数式 2.3-58

ここで，X_Oは有機物の体積分率，ϕは間隙率，θは体積含水率，1-ϕ-X_Oは全土鉱物の体積分率である（以上，土壌物理学[170]，p.179）。

また，平均体積含水率θは測定温度を用いて算出される。土の表面温度は以下の内挿式により与えられる。

$$T'_{soil} = (1-\theta)T_{air} + \theta T_{GW}$$ 数式 2.3-59

ここで，T'_{soil}は土の表面温度，T_{air}，T_{GW}はそれぞれ，計測された気温および地下水温度である。

数式 2.3-59 の T'_{soil} と計測土中温度の比較を図 2.3-17 に示す。２変数間の相関の程度を示す決定係数 R^2 は 0.9417，算出した体積含水率θは 0.23 である。

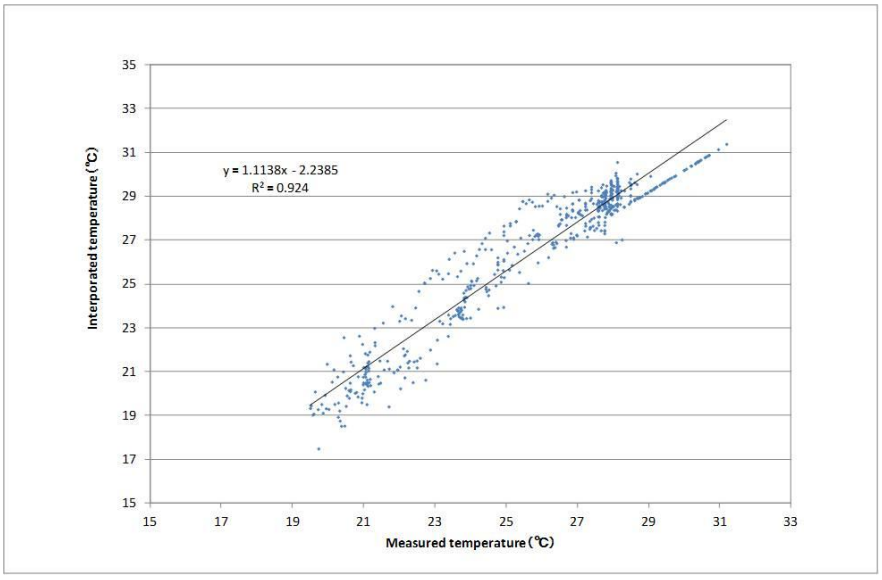


図 2.3-17　計測温度と内挿温度の相関関係

空隙率は砂の帯水層の浸透率と関係がある。一般に，空隙率が高い場合には透水係数も高い（水が流れる空隙が多いため）が，空隙率と透水係数の間には複雑な関係がある。X_O=0，ϕ=0.45，θ=0.39 という値を用いて，C_{soil}は以下のように計算することができる。

$$C_{soil} = 4.19 \times 0.39 + 1.93(1 - 0.45) = 2.69\,[MJm^{-3}K^{-1}]$$ 数式 2.3-60

飽和すると，

$$C_{sat} = 4.19 \times 0.45 + 1.93(1 - 0.45) = 2.95\,[MJm^{-3}K^{-1}]$$ 数式 2.3-61

van Duin (1963)[150]よると，微粒鉱物の体積含水率と空隙率はそれぞれ，0.45，0.39 である。この値は，これらの値に対応する Ochesner (2001)[171]による体積気体割合 0.22 という値からも検証されている。数式 2.3-53 に，0.3m 深さごとの計測温度差を入力することで通気帯における Cs_{oil} が得られる。

$$H = -\lambda_e \frac{dT}{dz} = 11.8\delta T \quad [Wm^{-2}]$$ 数式 2.3-62

不飽和土あるいは飽和土中の水の挙動はそれぞれ別に定義され，帯水層中にある，最下段タンクの下部の熱フラックスは無視する。地表面 H_0 および地下水面 H_1 における熱フラックスは以下で与えられる。

$$H_0 - H_1 = \frac{\Delta T}{\Delta t} C_{soil} d_0, \quad H_1 = \frac{\Delta T}{\Delta t} C_{sat} h$$ 数式 2.3-63

ここで，d_0 は地表面から地下水面までの距離，ΔT は水温の経時変化である。

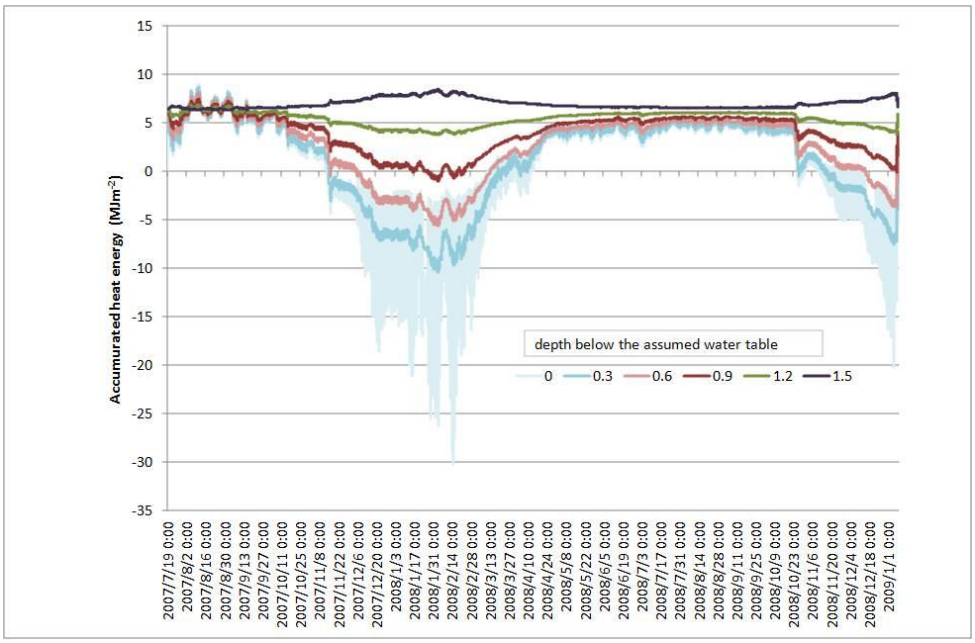


図 2.3-18　累積熱エネルギー

図 2.3-18 は温度計測中の地表面下の熱プロセスである。温度は降雨に応答し，地下水位は降

雨の合間に蒸発散により減少する。この変化は 0.7m 高さのタンクによって構成される 5 層タンクモデルからの流出によって表現されている（図 2.3-19)。しかし，ここでは，水平方向の浸透は検討せず，鉛直方向の浸透のみ検討することとし，各タンクの係数を設定している。タンクの係数は各タンクの水理勾配を示す透水係数であり，タンクの水深とともに水収支の検討材料として用いられる。地下水位に変化がなく，降雨が蒸発散よりも多いときには，流出は生じない。

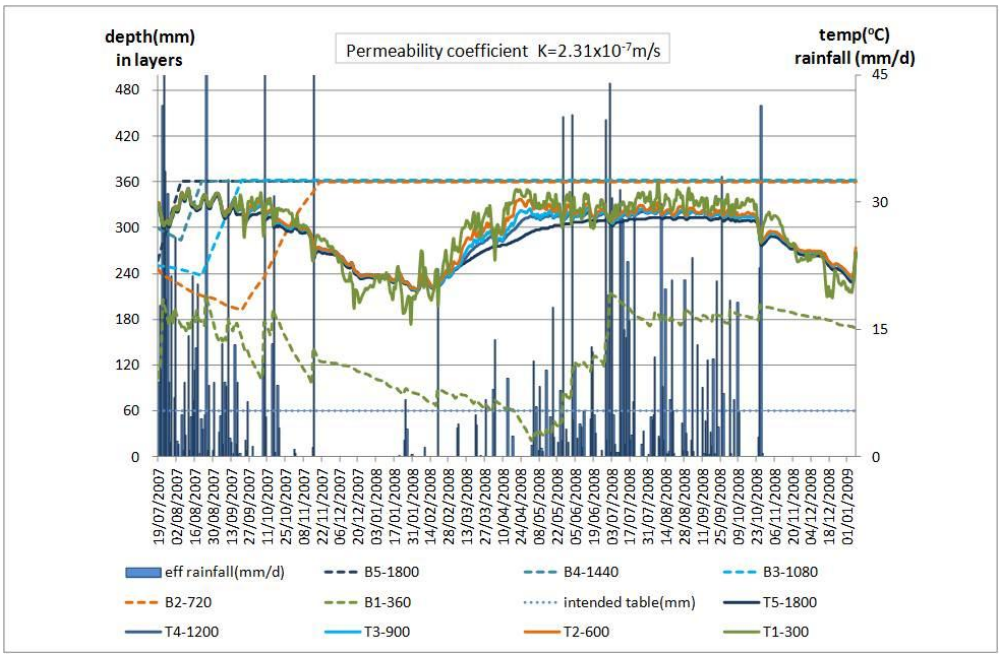


図 2.3-19　計測期間中のダッカの排水プロセス

一年の温度変化はΔT=9.41℃，　C_{sat}=2.95 [MJm^{-3}K^{-1}]を用いて帯水層上部における地下水位 h が得られる。ここで，Cw は 1000*4190=4.19[MJm^{-3}K^{-1}]としている。H_1 [Wm^{-2}]は z=0.3m に地下水位がある時の熱フラックスの平均値である。

$$h=\frac{\Delta H_1 \Delta t}{C_{sat}\Delta T}$$
$$=\frac{1.979\times 86400\times 365.25}{2.95\times 9.41}=2.25[m]$$

数式 2.3-64

ダッカの実験においては，前述のように，下部タンクの底から 1.5m 高さの位置に地下水面を設定することとしていたが，これは，上記で評価した地下水位を上回る。このことは，サイクロン等によって引き起こされる豪雨のために，ダッカにおける地下水位が比較的高いものであるということを意味している。上記の値が 2 つのタンク高さの合計値である 1.8m より大きいことも注目すべきである。

次に，見かけの拡散係数 K_Tは正味の拡散係数と対流による拡散係数 K'の和として表現される。

$$K_T=K+K'=K+kh_i$$

数式 2.3-65

タンクの水位 h_i と拡散係数の関係は,

$$h_i^2 / K = h_i / k$$ 数式 2.3-66

$K=\square K_T$ とすると,

$$h_i = K / k$$
$$= 1.5\times10^{-7}\xi / 2.3\times10^{-7} = 0.65\xi$$ 数式 2.3-67

ここで，シャーウッド数は以下で与えられる。

$$kh_i / K = 1$$ 数式 2.3-68

水位と湿潤部の深さとを比較すると,

$$h_i / d = 0.65\xi / 0.3 = 2.2\xi$$ 数式 2.3-69

ヌセルト数は,

$$\frac{kh_i}{K} = \frac{1.2\times10^{-6}}{1.5\times10^{-7}}\frac{K}{k} = 1$$ 数式 2.3-70

対流（convection）あるいは伝導（conduction）における水位 h_i は同じ次元であることから,

$$\frac{kh_i}{K_T} = \frac{kh_i}{K}\frac{K}{K_T} = \xi$$

あるいは 数式 2.3-71

$$\frac{kh_T}{K_T} = 1, \quad h_i = \xi h_T$$

また，i 番目のタンクの浸透は以下となる。

$$\frac{dh_i}{dt} = \beta_{i-1} h_{i-1} - \beta_i h_i$$ 数式 2.3-72

一時間ごと($\Delta t=1$)の水位の上昇は

$$\Delta h_i = h_i^* - h_i$$ 数式 2.3-73

h_i^*は以下である。

$$h_i^* = h_i + \beta_{i-1} h_{i-1} - \beta_i h_i$$ 数式 2.3-74

したがって，

$$\frac{dT_i}{dt} = \frac{\beta_{i-1} h_{i-1} T_{i-1} + (1-\beta_i) h_i T_i}{h_i^*}$$ 数式 2.3-75

単一のタンク列で水温値 T_iが存在する場合に，数式 2.3-75 から β_i，数式 2.3-72 から h_iを求めることが可能である。地表面温度 T_0がある場合は次のように書ける。

$$h_1^* \frac{dT_1}{dt} = RT_0 - \beta_1 h_1 T_1, \quad h_2^* \frac{dT_2}{dt} = \beta_1 h_1 T_1 - \beta_2 h_2 T_2, \quad h_3^* \frac{dT_3}{dt} = \beta_2 h_2 T_2 - \beta_3 h_3 T_3$$
$$\frac{dh_1}{dt} = R - \beta_1 h_1, \quad \frac{dh_2}{dt} = \beta_1 h_1 - \beta_2 h_2, \quad \frac{dh_3}{dt} = \beta_2 h_2 - \beta_3 h_3$$ 数式 2.3-76

h_iの初期値から $h_i^*=h_i$ として，β_iを計算し，数式 2.3-72 では h_i^*を修正後，再度 β_iを計算する陰解法は可能である。しかし，β_iは飽和透水係数 K_0及び各段タンク飽和度に比例するものであり，これを変動させても水温の変動や誤差を増幅させるに過ぎない。

以下に示すように，β_iは K_0と同様，一定かつ一様とし，浸透流量の変動はあくまでも貯留高に帰着させる。

$$\beta_i h_i = K_0 \theta_i^n = K_0 \left(\frac{h_i}{d_i} \varphi \right)^n = K_0 \eta_i^n$$

$$n=1: \beta_i h_i = K_0 \varphi h_i d_i^{-1} = K_0 \eta_i, \quad n=2: \beta_i h_i = K_0 \varphi^2 h_i^2 d_i^{-2} = K_0 \eta_i^2$$

$$h_1^* \frac{dT_1}{dt} = RT_0 - K_0 \eta_1^n T_1, \qquad h_2^* \frac{dT_2}{dt} = K_0 \eta_1^n T_1 - K_0 \eta_2^n T_2 \qquad , \quad h_3^* \frac{dT_3}{dt} = K_0 \eta_2^n T_2 - K_0 \eta_3^n T_3$$

$$\frac{dh_1}{dt} = R - K_0 \eta_1^n, \qquad \frac{dh_2}{dt} = K_0 \eta_1^n - K_0 \eta_2^n \qquad , \quad \frac{dh_3}{dt} = K_0 \eta_2^n - K_0 \eta_3^n$$

数式 2.3-77

次に，地下水温の変化は対流（convection）によって生ずる。初めに，水温は以下の T_M となる。

$$T_M = \frac{\beta_{i-1} h_{i-1} T_{i-1} + (1-\beta_i) h_i T_i}{h_i^*}$$

数式 2.3-78

これは外周が単位面積，内周が空隙率 φ に等しい部分面積の管内に出入りした液相が完全混合後，外壁固相部分の温度が対流で変化するとした状態である。ただし，飽和度が低いと，液相・固層・気相が全て等温となる平衡状態が常に得られるわけではなく，最終的に，同層タンク内で熱を伝導（conduction）あるいは拡散（diffusion）し，次の平衡値に至る。

$$T_i^* = \frac{C_W h_i^* T_M + C_S d_i T_i}{C_W h_i^* + C_S d_i}$$

数式 2.3-79

対流による第一段階の温度変化，伝導による第二段階の温度変化，および全体の温度上昇はそれぞれ，以下で与えられる。

$$\begin{aligned} \Delta T_1 &= T_M - T_i \\ &= \frac{\beta_{i-1} h_{i-1} T_{i-1} - \beta_i h_i T_i - \Delta h_i T_i}{h_i + \Delta h_i} \end{aligned}$$

数式 2.3-80

$$\begin{aligned} \Delta T_2 &= T_i^* - T_M \\ &= \frac{T_i - T_M}{1 + (C_W / C_S)(h_i^* / d_i)} \\ &= \frac{T_i - T_M}{1 + (C_W / C_S)\theta} \qquad (h_i^* / d_i = \theta) \end{aligned}$$

数式 2.3-81

$$\Delta T_i = T_i^* - T_i$$
$$= \frac{-(C_W / C_S)(h_i^* / d_i)(T_i - T_M)}{1 + (C_W / C_S)(h_i^* / d_i)}$$
$$= \frac{-(C_W / C_S)(T_i - T_M)\theta}{1 + (C_W / C_S)\theta}$$

数式 2.3-82

伝導（conduction）の寄与は以下の通りであり，飽和度 $h_i^*/d_i = \theta$ に関係している。

$$\frac{T_i^* - T_M}{T_i^* - T_i} = \frac{C_S / C_W}{h_i^* / d_i} = \frac{C_W / C_S}{\theta}$$

数式 2.3-83

ヌセルト数を適用すると，

$$Nu = \frac{|\Delta T_1|}{\Delta T_2}$$
$$= 1 + (C_W / C_S)(h_i^* / d_i)$$
$$= 1 + (C_W / C_S)\theta$$

数式 2.3-84

図 2.3-20 に示すように，計測結果，T_Mおよび T_i^*はよく対応しているが，透水係数が大きい場合には偏差が見受けられる。

拡散のない乾燥状態ではヌセルト数は 1 であり，透水係数が大きくなるにつれてヌセルト数も大きくなる（図 2.3-21）。同図からわかるように，タンク下部におけるヌセルト数は安定しているが，地表面近くのヌセルト数は不安定である。水収支あるいは熱収支を考慮すると，数式 2.3-72 あるいは数式 2.3-75 で構成されるタンクモデルは上記の条件を満たす必要がある。

もし下部タンクからの排出と上部タンクからの水平方向の浸透を認め，高さ z における初期排出を 0 とし，サブスクリプトに総和規約を使用すれば，上述の方法を集水区域にも適用することが出来る。

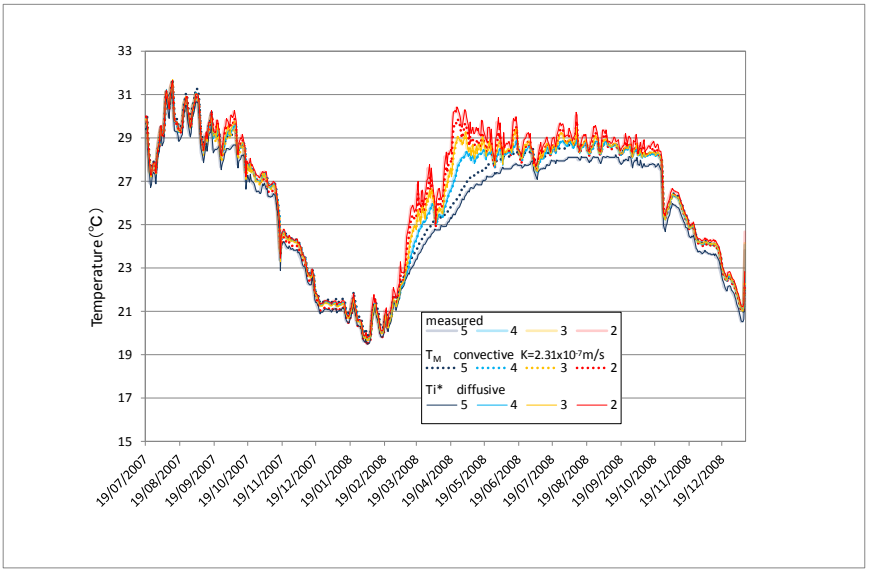


図 2.3-20　計測温度，T_M, および T_i*

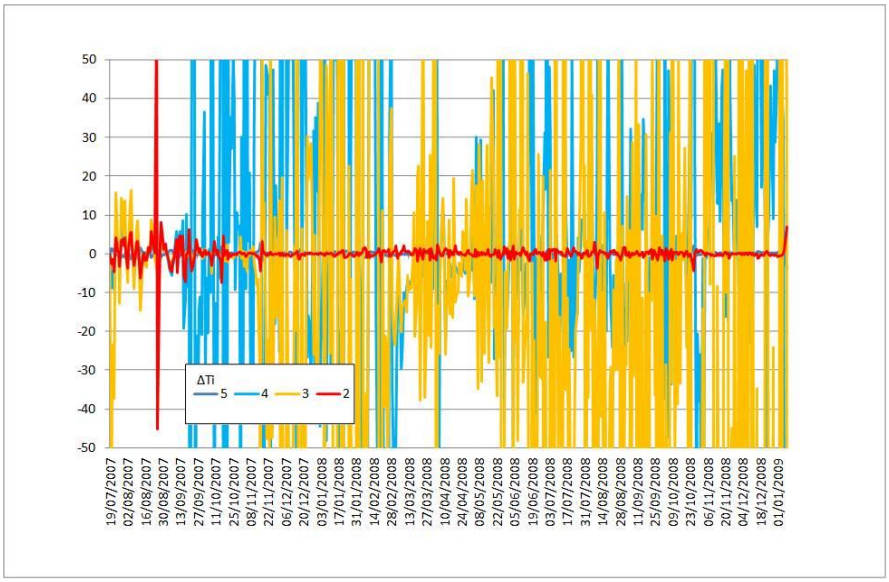


図 2.3-21　ヌセルト数

(9) 結論及び考察

本項では，ダッカにおいて空気，土，地下水の温度を 2007 年から 2 年間，日計測した 2 つの深度における年間の正弦波温度変化の振幅を比較し，見かけの熱拡散係数分布を評価した。具体的には，土の空隙率を 0.45，飽和度を 0.39 とし，熱容量を用いて不飽和の土の熱伝導率を 3.54 $Wm^{-1}K^{-1}$ と算出した。また，各季節における拡散係数の分布を算出した。

次に，水収支の評価を，5 層タンクモデルに降雨データを入力し，蒸発散公式を適用して日計算を実施した。

また，同じくタンクモデルを用いて，浮力または熱を垂直のフラックスとして取り扱うことにより熱収支を評価した。熱問題におけるフラックスと熱特性は伝導（conduction）あるいは対流（convection）と関係があり，ここでは対流のプロセスとして，蒸発散と浸透を検討し，土中計測温度を用いて熱収支を分析した。この領域では，飽和度は高く，対流（conductivity）が浸透および蒸発散を卓越する。9-10 月，11-12 月，1-2 月，3-4 月，5-6 月，7-8 月の熱拡散係数はそれぞれ，6.857，46.30，4.66，2.96，0.013 m^2s^{-1} と算出され，これは乾季における熱拡散係数が高いという傾向を示している。

また，温度計測中の地表面下の熱プロセスを評価し，排水プロセスとの比較を行った。温度は降雨に応答し，地下水位は降雨の合間に蒸発散により減少する。この変化はタンクモデルからの流出によって表現することができる。ただし，ここでは，水平方向の浸透は検討せず，鉛直方向の浸透のみ検討することとしている。実験では，地下水位を下部タンク底面から 1.5m に設定している。これは，数式 2.3-64 で示した 2.25m という値と比較して，ダッカの水位が豪雨のために比較的高いものとなっていることを示している。この値はまた，二つのタンクを合わせた高さよりも大きいことも注目に値する。

次に，地下水温の変化を対流（convection），伝導（conduction）によるものに分類し，それぞれによって到達する温度を分析し，ヌセルト数を算出した。ヌセルト数は拡散のない乾燥状態においては 1 であり，透水係数の上昇にともなって大きくなる。バングラデシュでは降雨と蒸発散が頻繁に発生し，このために地表面におけるヌセルト数は不安定な挙動を示す結果が得られた。ここで用いた分析手法について，もし下部タンクからの排出と上部タンクからの水平方向の浸透を認め，高さ z における初期排出を 0 とし，サブスクリプトに総和規約を使用すれば，上述の方法を集水区域にも拡張して適用することが出来るものと考えられる。

以上が本項のまとめである。タンクモデルを用いて地下水温の変化のメカニズムを表現したが，タンクモデルには恣意性が入ること，また，物理モデルではないことから，何かほかの物理モデルと組み合わせた検討も必要となる。

3.1.2 岡山県人形峠における検討

(1) 研究の背景および概要

岡山県と鳥取県の境に位置する人形峠では，1955 年にわが国で唯一のウラン鉱床が発見されたため，一時はこのウラン鉱床を活用した，濃縮原型プラントも建設され，国産資源活用の道も盛んに探られた。しかし，採掘されるウランの品質が悪く，埋蔵量も十分ではなかったため採算が合わず，採掘は中止された。輸入鉱石の濃縮プラントも 2001 年に閉鎖された。鉱山が閉鎖され

るまでの間，鉱滓（金属の製錬のときに，原料鉱石中から分離され，炉中の溶融金属の上に浮かぶかす）を貯留していた夜次ダム貯水池の上流部には砂泥が厚く堆積している。廃坑の洗浄排水は貯水池に排出され，このダム水は周辺地下水によって希釈されダム下流の監視処理施設で環境基準を下回ることを確認後，吉井川上流に排水される。

2010 年 4 月に計測された，ダム直下の硫酸イオン濃度は廃坑原水の 10%であり，他の主要イオンについても同程度に希釈されていることから，坑水が周辺地下水により約 10 倍に希釈されると考えられるが，別化学種の間接測定（測定したい量と一定の関係にあるいくつかの量について計測をおこない，その計測値から 測定したい量を求めること）結果には不明な点が多く残る。

本項では，放射性物質そのものを多点で連続的に捉えることが現状では難しいことを認め，放射性物質の濃度（現存量）ではなく，フラックスを水・熱収支を把握することで放射性物質の輸送範囲を明らかにすることを試み，この目的のために，鉱滓ダム上・中流部に形成された砂泥堆積域及び周辺での地下水挙動を調査した。

具体的には，小型温度ロガーにより，堆積域地温，貯水池水温及び試験井水温を観測し，その観測データを元に水および熱収支を検討した。夏季は降水直後の浸透水温が地表面到達前に比べて 5℃～10℃上昇する。このため，水温は短時間に急激に上昇したのち，緩やかに逓減する。この水温波形は流量ハイドログラフ（横軸に時間をとり，縦軸に流量あるいは水位をとり，その時間変化を表した図のことである。 縦軸の流量あるいは水位は目的に応じて選ばれる。ハイドログラフは洪水の時間的な変化や水資源の年間の変動などを表現するために用いられる。） と似た様相を呈する。このことから，水温変化，すなわち熱移動は浸透能と密接に関係していると推測される。そこで，熱フラックスを深度ごとに求め，分析を行うこととした。

雨水が土壌に浸透するプロセスにおいては，暖められた地表層の熱を吸収しながら高温となって土壌に浸透するため，下向き熱移流（浸透）が発生する。しかし，土の骨格（固相）が放熱してからは熱損失が生ずる。このとき，ダム水面よりも低い観測井周辺の土壌においては，浸透水が昇温膨張し，その結果，飽和蒸気圧が上昇する。これと同時に湿潤した気体は排除されて蒸発が促進されることとなる。

堆積域全体は植生で覆われているため蒸発自体は緩和されるが，植物による蒸酸が蒸発に変わる役割を果たす。過去の植生元素分析によれば，植生は CNP 比（炭素：窒素：リン）とクラーク数順列を満たす組成に近いことから，熱収支は蒸発散を反映すると考えられる。また植物中の鉛の蓄積はラドンとその同位体が蒸散に取り込まれたことを示している。なお飽和域での熱輸送は伝導[172]（拡散）[173]的であるが，蒸散が強く作用する場合には地下水脈や側方浸透によって水が補われウランやラジウムを補足する可能性を示唆している。

(2) 観測地点について

(i) 人形峠の位置

人形峠地域は鳥取県中部を流れる天神川周辺を西端とし，東は鳥取市の千代川に至る東西約 30km，北は日本海沿岸部から南は岡山県苫田郡北部の県境部に達する，南北に 20km を超える地域を指し，行政区画としては倉吉市東部，東柏町群東郷町，三朝町，羽合町，泊村，気高群青谷町，気高町，鹿野町，鳥取市千代川西方，八頭郡河原町，佐治村，用ヶ瀬町，智頭町および岡

山県苫田郡上斎原村，加茂町，阿波村の地域である。本地域には，岡山県苫田郡北部の鳥取県との県境部に位置する人形峠鉱山と鳥取県東伯郡の東郷町，三朝町に位置する東郷鉱山がある。

人形峠鉱山は峠鉱床，夜次鉱床，高清水鉱床，中津河本鉱床，中津河南部鉱床，恩原鉱床などの鉱床を対象とした鉱山であった。現在は，鳥取県側に位置する神ノ倉鉱床などを含めている。昭和 33 年開山以降の東郷鉱山は方面交渉，麻畑鉱床，神ノ倉鉱床などの鉱床を対象範囲とした鉱山であったが，現在は方面交渉および麻畑鉱床を対象範囲としている。

かつて，岡山県と鳥取県を往来する道は人形峠の西側，人形仙のふもとを通っていたが，1904 年に人形峠を越すルートができる。さらに 1981 年には峠にトンネルが開通し現在の国道 179 号となる。

夜次鉱滓ダムは岡山県と鳥取県の県境に位置する。気候条件は厳しく，冬は-10 ℃を下回ることもあり，時には雪が 3m を超えることもある。一方，夏は比較的涼しい。

(ii) 人形峠の歴史

人形峠におけるウラン資源および濃縮に関する技術開発は，1955 年通商産業省工業技術院地質調査所が岡山県および鳥取県境付近でウラン鉱床の露頭を発見し，1957 年に原子燃料公社に人形峠出張所が置かれてスタートした。人形峠出張所は探鉱，採鉱，製錬の試験を実施していたが，1967 年動力炉・核燃料開発事業団となり，ウラン濃縮パイロットプラント，原型プラントから製錬転換施設およびウラン濃縮施設を順次建設・運転した。その後，1998 年に核燃料サイクル開発機構人形峠環境技術センターと改称し，製錬転換施設は 1999 年 7 月に，ウラン濃縮施設は 2001 年 3 月に使命を達成し運転を終了した。人形峠環境技術センターでは， ウラン資源および濃縮に関する技術開発の業務終了に伴い，ウラン鉱山等の跡措置について恒久的な安全確保のための措置を行い，跡地を有効活用する計画を進めている。対象施設は，主に岡山県，鳥取県に点在する捨石たい積場と，人形峠環境技術センター内にある鉱さいたい積場および選鉱施設である。探鉱および採鉱で発生した捨石は周辺の岩石と同様に花崗岩，礫岩および頁岩などにより構成され，合計 22 万立方メートル，平均 U－238 濃度は 0.09 以下～0.42Bq/g である。製錬でウランを回収したあとに残った土砂である鉱さいは約 3.4 万立方メートル，平均 U－238 濃度は約 3.0Bq/g，平均 Ra－226 濃度が 16Bq/g である。その他，施設解体物が約 1 万本（ドラム缶換算）と予想されている。

(iii) 地質概要

本地域には，花崗岩類を主とする深成岩類と三群変成岩類および淡水性の堆積物を伴う各種火山岩類が広く分布しているが，これらはウラン鉱床を中心として見る時，ウラン鉱床を胚胎する新第三紀中新世三朝層群とその基盤をなすものとの 2 つに大別することが出来る。

(a) 基盤岩類

ウラン鉱床を胚胎する三朝層群とその基盤を構成するものは，三郡変成岩類，白亜紀中～後期から古第三紀にかけて迸入した花崗岩類，木地山火山岩類，これらを貫く第三紀複合深成岩体および中新世に形成された鳥取層群などである。

このうち，白亜紀中～後期から古第三紀に迸入した花崗岩類は，鉱床賦存地域に広く分布し，ほとんどのウラン鉱床がこの基盤花崗岩類の表面に形成されているチャンネル構造に規制され胚胎していることから，基盤岩および後背地のウラン供給減としても最も重要視されている。これらの基盤岩類を削って形成された古地形は，大体において三朝層群の堆積直前にはそれまでの浸食作用によって県境付近に高く，北と南東へ次第に低くなる傾向を示す。三朝層群の堆積後の断層地塊運動の影響は，わずかしか受けていないものと考えられている。

(b) 三郡変成岩類

本岩類は鳥取県の佐治谷を中心に広く分布し，三郡主脈に連なると考えられているほか，本地域東南郡，佐治谷地区に花崗岩類のルーフペンダントとして，また，大小多数の孤立した捕獲岩体として存在する。

佐治谷地区では粘板岩・千枚岩質珪岩・珪岩などからなり，一般に東西方向の走行を示し，花崗岩類の迸入を受けて，かなりの範囲にわたってホルンフェルス化している。また，両者の接触部付近では，局部的な珪化作用や微粒の黄鉄鉱の鉱染などがしばしば認められる。

(c) 花崗岩類

中生代白亜紀中～後期から古第三紀初めにかけて迸入した本岩類は，中国底盤の一部をなす花崗岩および花崗閃緑岩からなり，本地域に広く分布している。

本岩類はその迸入時期および岩質から，古期深成岩，新期深成岩類，人形峠型花崗岩類に区分することができる。

(d) 古期深成岩類

本岩類は奥津北方一帯から県境付近にかけて，東西性の方向を以て分布し，各所において三郡変成岩類を貫き，また，捕獲しているが，その構造を乱していないのが特徴である。

三郡変成岩類を貫き，新期深成岩類に貫かれているという地質的事実以外，その迸入時期を決める情報がなく，人形峠型花崗岩類などとの対比から間接的に白亜紀中期に迸入したものを考えられる。本岩類は岩相によって田代花崗閃緑岩，用ヶ瀬花崗岩に区分している。

(e) 新規深成岩類

本岩類は倉吉市の南方から三朝町西部，東郷町に広く分布するほか，人形峠から峠北東部にかけても見られる。古期深成岩類を貫き，木地山火山岩類，第三紀複合深成岩体の一部をなす石英閃緑岩などに貫かれ，捕獲されている。

古期深成岩類が東西性の分布を示すのに対し，北東－南西の方向性を持って貫入している。本岩類は岩相によって高清水花崗岩と小鴨花崗岩に区分している。

(f) 人形峠型花崗岩類

本岩類は人形峠を中心として，古期深成岩類と新期深成岩類との間に，北東－南西に延びるレンズ状の１岩体として分布している。これに属する岩石の粒度は細粒から粗粒，また，有色鉱物

については角閃石を含むもの，含まないもの，それらが複雑に組み合わさり，岩相変化が激しい。本岩類の成因を杉山(1964)[174]は古期深成岩類が新期深成岩類の貫入によって著しいカリ添加作用という一種の花崗岩化作用を受けたもので，変斑晶はそれによって生じたとしている。

(g) 木地山火山岩類

本岩類は中新世の主として安山岩，石英安山岩および流紋岩の熔岩，凝灰角礫岩，凝灰岩，貫入角礫岩からなるが，一部には礫岩，アルコース砂岩，凝灰質砂岩，混成火山礫凝灰岩などの堆積岩を挟材する。前述の花崗岩類を不整合に覆い，また，貫いて本地域西部および鳥取市南西部に広く分布し，第三紀複合深成岩体に貫入されている。(以上，日本のウラン資源，動力炉・核燃料開発事業団[175]より抜粋)

(3) 温度観測データの分析

本検討の実施にあたっては，人形峠において，排水条件のもとでの地表面熱プロセスを把握するための長期的な観測データを使用した。本検討では 2010 年 1 月 1 日～2011 年 12 月までの期間に 10 分間隔で取得された原位置データを使用する。また，2011 年 12 月以降現在も継続して温度観測を実施中である。含水量は測定されていないが，設置された温度計により，一時間ごとの温度分布が記録されている。図 2.3-22 は岡山県苫田群鏡野町と鳥取県東伯郡三朝町の境界にある人形峠の位置および観測地点 A である。

図 2.3-22　人形峠の位置と計測地点 A

以下に，本検討で使用した観測データについて概説する。

2010 年 4 月 26 日から 2010 年 7 月 7 日にかけて，人形峠の堆積場内の廃砂地中 20 cm，70 cm と廃泥地中 50 cm，100 cm，150 cm に図 2.3-24 に示す HOBO U22 ウォンターテンプロ v2 を設置し，温度を観測した（図 2.3-23)。

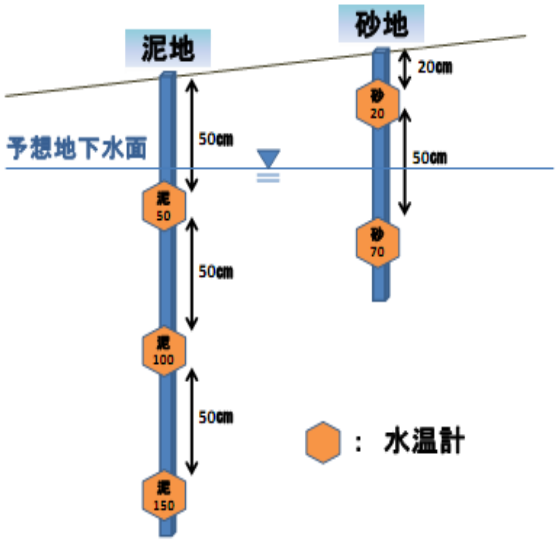


図 2.3-23　泥地・砂地の温度計概略図

また, 2010 年 6 月 17 日から 2010 年 7 月 20 日にかけて, ダム周辺の井戸 6 地点に同じく HOBO U22 ウォンターテンプロ v2 設置し，地下 10 メートル付近の温度を調べた。それに加え，ダム下流付近に鉛直方向に 6 個つらねた HOBO U22 ウォンターテンプロ v2 を設置し, 水面から 0 cm, 31 cm，57 cm，85 cm，112 cm，141cm の温度も調べた。

HOBO U22 ウォンターテンプロ v2 は，紫外線に強い堅牢な流線型ハウジングで，水深 120m までの淡水中や海水中での温度計測が可能である。軽量かつコンパクトなので，あらゆる場所に設置できる。約 42,000 サンプルの記録が可能な大容量メモリが内蔵され，より長期の計測が可能となっている。ロガーの設定，記録の読み出しは，ハウジングの密閉性を損なわないように赤外線通信を採用している。PC 側は USB インターフェイスによりスムーズな通信が行うことが可能である。

図 2.3-24　HOBO U22 ウォンターテンプロ v2

図 2.3-25 は夜次鉱滓ダムの鳥瞰図である。堆積層上流部は砂地，中流部は泥地，下流部には

水域が残されている。青色の太い矢印は地下水の流れを，黄色で示しているのがモニタリング孔を，緑色の三角は湧水がある地点を示す。坑水は石積湧水に流入し，直下流の下池には，風化花崗岩を流れる水脈が湧昇・混入する。花崗岩が主な土壌の構成要素で，温度計測はモニタリング孔 B-1，NU-2，I，B-3，F-1 および C-4 において実施されている。

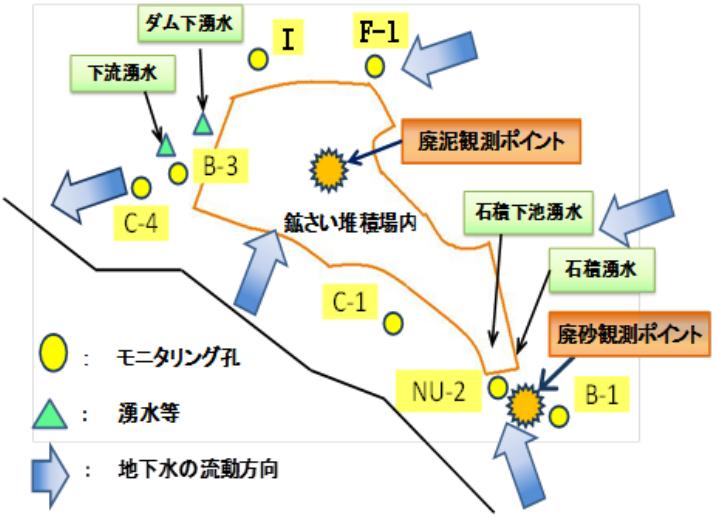


図 2.3-25　夜次鉱滓ダムの鳥瞰図

図 2.3-26 は図 2.3-25 のサイトの横断図で，堆積場周辺の井戸配置と地下水の流れを示す。上流 NU-2, B-1 及び左岸の地下水が石積下湧水と合流して坑水を希釈する。さらに中流では右岸 I, F-1 が流入する。ダム下湧水 DD の水は下流監視施設で検査後に放流される。B-3 は主として右岸斜面の水を集めて河道に流出する。ここに示した 6 本の井戸では，現在も水温及び水圧の観測を継続中である。

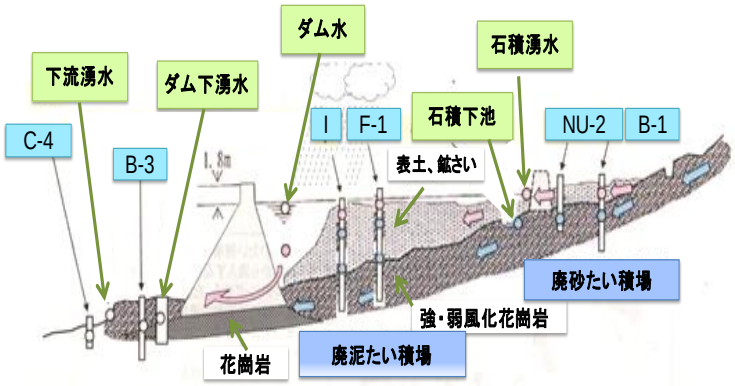


図 2.3-26　堆積場横断図

表 2.3-1 はモニタリング孔の諸元である。図 2.3-27 に温度計測の様子を示す。

表 2.3-1　モニタリング孔の諸元

モニタリング孔	屈伸長	ケーシング	ストレーナー区間(GL-m)	採水深度(GL-m)	備考
B-1	29	VP75mm 塩ビ管	0～29	5.5/13	オートストレーナ型のため，採水深度の地下水が採取されているか不明
B-3	9		0～9	7	
C-1	16		0～16	13	
C-4	5		0～5	4	
F-1	45		0～45	13	
I	45		15.7～23.6	14	
NU-2	14		13～14	14	

- 堆積エリア外部からの流入水はモニタリング孔C-1，F-1，Iにおいて観測されている。
- ダム水は上流部および下流部で観測されている。これは，上流部における降雨量が非常に多いためと考えられる。

図 2.3-27　温度計による温度観測の様子

図 2.3-28 は堆積場横断面を下流からみたもので平均的井戸水位が示されており両岸から地下水が流入する状況を表す。貯水池水位によってはNU-2やIの水位が貯水位よりも低く流出経路となる可能性を示している。この流出は堤体両脇から下流に向かうもので，右岸はB-1，NU-2からC-1，C-4方向，左岸はF-1からI方向に向かうと考えられる。青い縦棒は井戸の水面高を示し，赤い線は地下水の流れを示している。ダム水面はダム下流部の水面を表す。

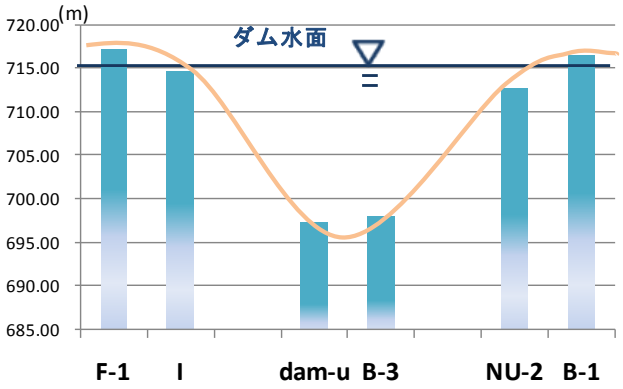


図 2.3-28　夜次鉱滓ダム下流側から見たモニタリング孔

(i)　モニタリング孔の温度

堆積場周辺の井戸(B-1，NU-2，I，B-3，F-1，dam-u)6 本の水温を 2010 年 6 月 17 日から 7 月 20 日にかけて HOBO U22 ウォーターテンプロ v2 を用いて観測した結果を図 2.3-29 に示す。B-1，NU-2，I，F-1 の 4 本はどれも顕著な温度変化はみられず安定しているが，裸地の F-1 のみが他の 3 本(B-1，NU-2，I)と比べて 2℃ほど高い値で推移した。一方，B-3 と dam-u の 2 本は降水にほぼ同期して昇温している。これらの 2 種の応答の違いは熱的に安定な飽和状態と温度変化の激しい不飽和状態の違いにある。任意の単位時間当たり降水量[Pmm/sec]に対し，浸透水温 T[K]は

$$(T-T_{G0})c_L\rho_L P\varphi=(T_{S0}-T)c_S\rho_S P(1-\varphi)$$

数式 2.3-85

$$\left[Jday^{-1}m^{-2}\right] \quad \text{or} \quad \left[Wm^{-2}\right]$$

で表わされる。ここに，初期降水温 T_{G0}(上層大気温)，初期の表層固相温度 T_{S0}，ϕ は空隙率，$c_{L(S)}$ と $\rho_{L(S)}$はそれぞれ，液相(固相)の比熱及び密度である。

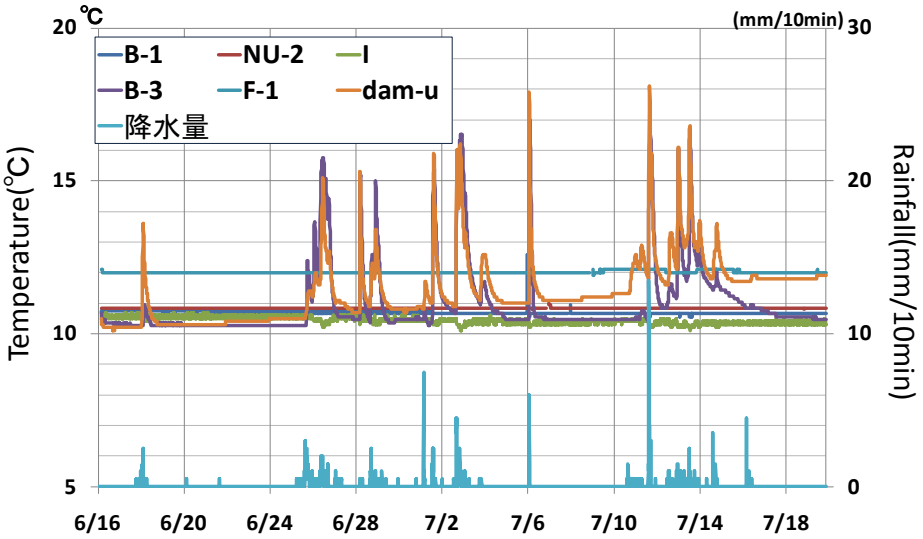


図 2.3-29　ダム周辺モニタリング孔の温度グラフ

(ii)　堆積場内の泥地・砂地とダム水の温度関係

堆積場内の泥地に地表面から 50 cm，100 cm，150 cm の深さに温度計を 2010 年 4 月 26 日～7 月 7 日にかけて設置した。同じく砂地にも 20 cm，70 cm の深さに設置した。また，ダム下流部に 6 個の温度計を鉛直に連ねたもの(地表から 4 cm，31 cm，57 cm，85 cm，112 cm，141 cm)を 2010 年 6 月 16 日から 7 月 7 日にかけて設置した。その観測結果を図 2.3-30 に示す。泥地，砂地ともに温度は上昇しているのが見られる。砂 20 cm では地表面に近く，ほとんど地表面と同じ状態考えられ，昼と夜の温度差が大きく出ている。また，降水があると日変化は少なくなっているのも見られることも気温とほぼ同じ変化となっていると推測できる。砂 70 cm と泥 50 cm がほぼ同じ温度を示しているので，この二つの温度計は同じ深さにあるのではないかと推測できる。泥 100 cm，150 cm ではほとんど日変化はないが，ゆっくりと温度は上昇しているので，熱の移動があることは確かである。ただ，降水の影響はほとんど受けていないので，降水自体は 100 cm 以下の深さまでは浸透していないと考えられる。

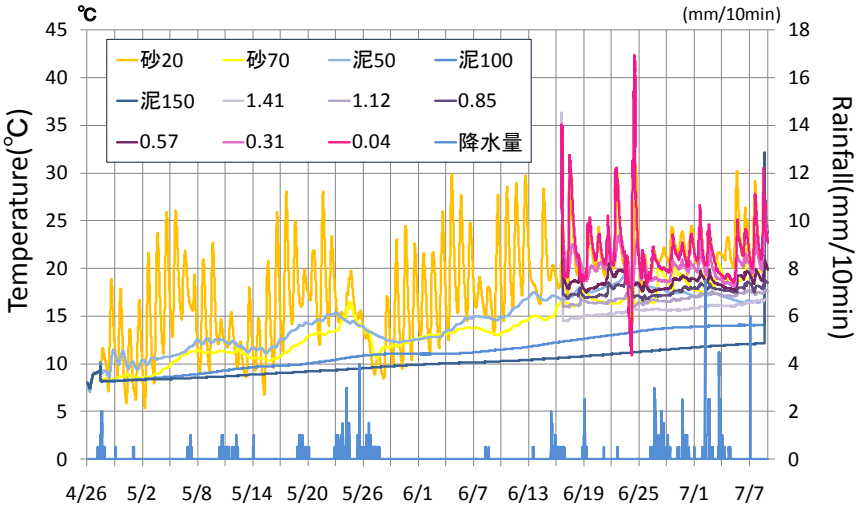


図 2.3-30　泥地・砂地とダム水の温度グラフ

(iii) 熱フラックス

熱フラックスは下式により求められる。

$$B(z)=\frac{1}{\Delta t}\int_{-h}^{0}\frac{\Delta\rho}{\rho}gdz=\frac{1}{\Delta t}\int_{-h}^{0}\alpha\Delta tgdz\quad\left[L^{2}T^{-3}\right]$$

数式 2.3-86

$$H=\left(1+\frac{1-\varphi}{\varphi}\frac{c_{S}\rho_{S}}{c_{L}\rho_{L}}\right)\frac{c_{W}\rho_{W}B}{\alpha g}\left[Wm^{-2}\right]$$

数式 2.3-87

(iv) 砂地の熱フラックスと降水量

砂地 20cm，70cm の温度を用いて，浮力フラックスから熱フラックスを求めた。その結果を図 2.3-31 に示す。砂 20 cm では降水があると，日変化が小さくなるのがみられた。砂 20 cm ではほぼ地表面と同じ状態と考えられ，気温の影響を強く受けると推測できる。砂 70 cm では日変化は，ほぼないとみられる。降水があると直後に熱フラックスが増加しており，これは移流によって熱が伝わっていると推測できる。

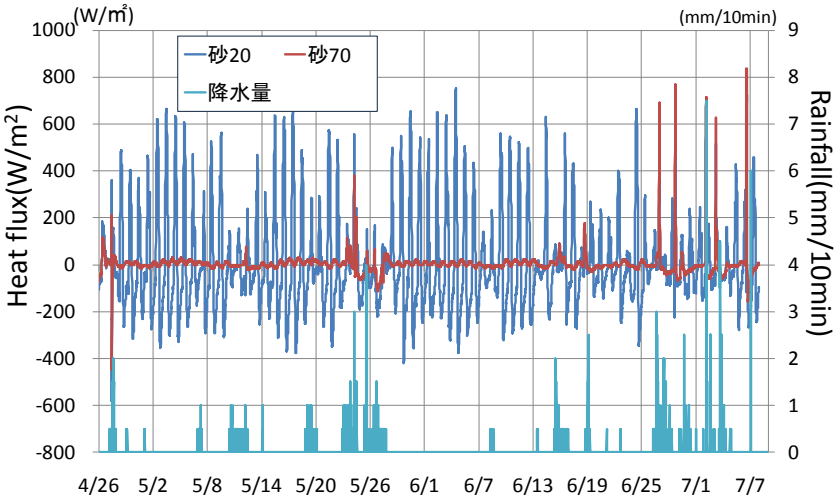


図 2.3-31　砂地の熱フラックスと降水量の関係

(v)　泥地の熱フラックスと降水量

泥地でも 50cm，100 cm，150 cm の温度を用いて砂地と同様に熱フラックスを求めた。その結果を図 2.3-32 に示す。泥 50 cm，では日変化が大きく砂 20 ㎝同様に降水があると日変化が小さくなるのがみられる。砂 100 cm，150 cm では降水があると少し遅れて，熱フラックスが変化しており，熱が伝導によって伝わっていると推測できる。

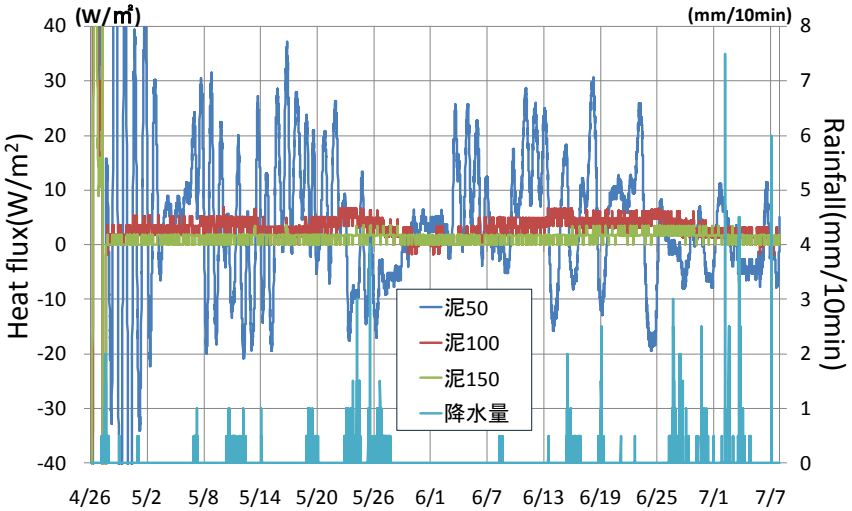


図 2.3-32　泥地の熱フラックスと降水量の関係

(vi) 砂地・泥地とダム水の熱フラックス

ダム水でも鉛直方向に 6 個連ねた（地表から 4 cm，31 cm，57 cm，85 cm，112 cm，141 cm）の温度計の値を用いて砂地・泥地同様に熱フラックスを求めた。その結果を図 2.3-33 に示す。ダム水における熱フラックスは砂地，泥地と比べ 10 倍程度値が大きいので，第 2 軸（軸右側）を用いて軸を分けた。

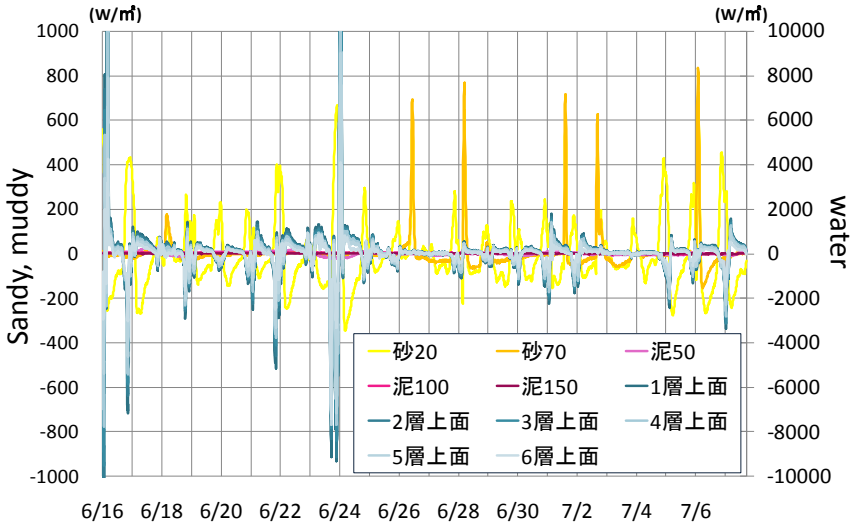


図 2.3-33　砂地・泥地とダム水の熱フラックスの関係

(vii) 相互相関関数からの熱拡散係数

50 cm，100cm で相互相関係数を求めると 5 日程度，50 cm と 150 cm については 8 日程度の遅れとなった。それを図 2.3-34 に示す。この遅れ時間を拡散時間として 0.5m 及び 1m に対応する熱拡散係数を求めた。

$$K_{0.5m} = 0.5^2 / 5 / 86400 = 5.78 \times 10^{-7} \left[m^2 s^{-1} \right]$$

$$K_{1m} = 1^2 / 8 / 86400 = 14.47 \times 10^{-7} \left[m^2 s^{-1} \right]$$

水の分子熱拡散係数 $K_0 = 1.5 \times 10^{-7} \left[m^2 s^{-1} \right]$ に比べて，4～10 倍程度増加している。

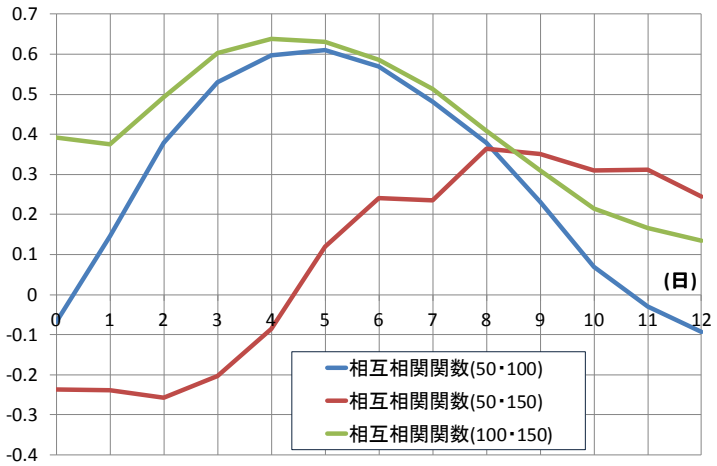


図 2.3-34　泥地における相互相関関数

(viii)堆積場内における植物の成分比

堆積場内は 6 月及び 11 月の段階では，図 2.3-35 のように大部分が植生に覆われる。 撮影は 1989 年 11 月であるが，その状況は 2010 年秋と大きく異なるものではなかった。 当時の植生分析を図 2.3-36 に示す。植生元素分析は，植物中に含まれる元素を成分ごとに分けた重量の割合である。今回の分析は 40 個のサンプルで行っている。その結果，CNP 比が C : N : P=118 : 21:1 となり，レッドフィールド比（C : N : P=106 : 16:1）とほぼ同じとなることがわかった。よって，植生の蒸散が蒸発を促進していると考えられる。ただし，この植生分析は 20 年前の結果なので，元素のフラックスパスを考えるために至急，植物の元素分析を行うことは必須である。

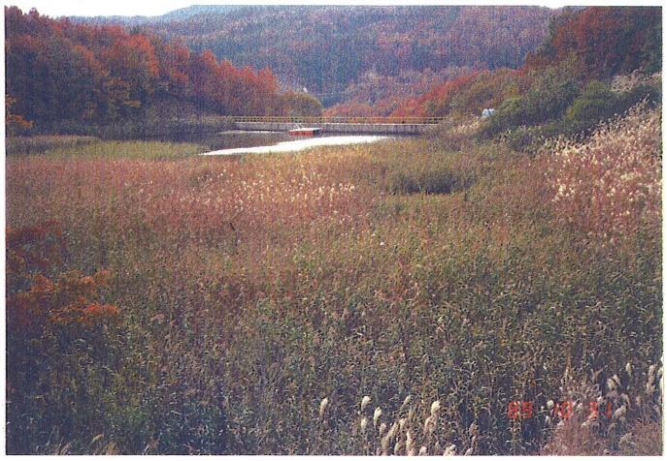


図 2.3-35　ダム上流側から撮った写真

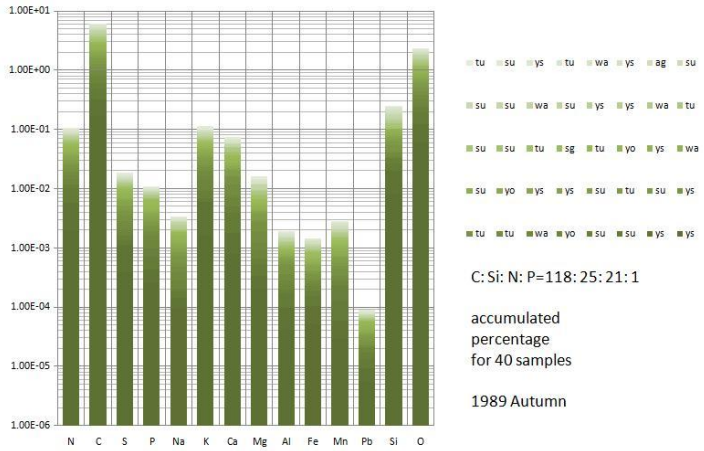


図 2.3-36　植生元素分析

(ix) 温度観測データの分析結果のまとめ

水収支の素過程すなわち，浸透，蒸発散，流出のそれぞれについて，水温測定値から熱収支を併用することで最小限の気象観測値で解析できることが示唆された。恩原降水量と初期浸透を示す温度上昇記録はよく対応しており，その水温外形は流量ハイドログラフの様相と似ている。このことから，ダムの下流部に設置されている B-3 と dam-d の 2 本における観測地点付近の地盤

は不飽和状態と考えられ，降水の浸透の影響を強く受けているといえる。また，本検討では小規模試験流域流出モデルを用いて蒸発以外の成分が分離できることを示した。別途観測値を用いた土壌温度モデルで蒸発量を推定し，その不具合は蒸散として分離する方針が推奨される。これについては次項で記述する。

水温観測データを用いて，砂地，泥地，ダム水の熱フラックスを求めた。砂地と泥地の熱フラックスから，砂 70cm，泥 50cm 以下では，砂 20cm のような日変化はほとんどみられないので，飽和状態と考えられ，地下水面は砂 70cm，泥 50cm よりも上にあると推測できる。ただし，砂 70cm では比較的まとまった降水があると熱フラックスが大きく変化していることから，降水自体は砂 70cm より下まで浸透していると言える。また，砂 70cm と泥 50cm ではほとんど水温差が見られなかったが，熱フラックスが砂 70cm と比べ泥 50cm の方が 1/10 ほど小さい値を得られたので，泥地では熱が移動しにくいといえる。さらに，相互相関係数から求めた遅れ時間を周期として熱拡散係数を求めると，泥地の 50cm から 100cm の間で $1.82\times10^{-6}(m^2s^{-1})$，砂地の 50cm から 100cm の間で $4.54\times10^{-6}(m^2s^{-1})$となり，水の熱拡散係数と比べ 10～30 倍程度の値となっている。

水収支と同様に熱収支についても土壌温度モデルが重要となる。日射と有効逆放射から顕熱を評価する手順の開発と検証が必要である。これについては次項で記述する。

当時の植生分析からすると CNP 比がレッドフィールド比(C:N:P=106:16:1)を満たす組成に近く，植物の蒸散が蒸発の役割を助けていると考えることができる。

(4) タンクモデルを用いた水収支および熱収支の評価

地下水位の変化は，5 層タンクモデルからの流出量として得られる。ここでは，水平方向の浸透は検討せず，鉛直方向の浸透のみ検討することとし，各タンクの係数を設定している。タンクの係数は各タンクの水理勾配を示す透水係数であり，タンクの水深とともに水収支の検討材料として用いられる。[176), 177), 178), 179), 180)]

本項の検討では，原位置温度観測データのうち，2010 年 4 月 21 日から 7 月 10 日までの 75 日間の日平均データを利用し，5 層タンクモデルに降雨データを入力し，蒸発散公式を適用して水収支の日計算を実施した。熱収支は鉛直方向の浮力フラックスおよび熱フラックスとして評価した。水収支および熱収支の評価に使用したタンクモデルは菅原（1979）[10)]によるものと同じである。水収支については，5 層タンクモデルを使用したが，熱収支の計算に関しては，泥地には 3 層，砂地には 4 層のタンクモデルを使用した。[181), 182), 150)]

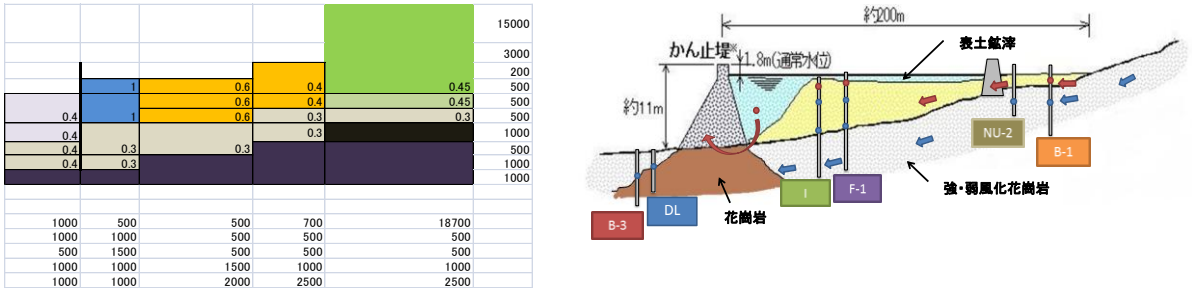


図 2.3-37　夜次鉱滓ダムの 5 層タンクモデル

(i)　沼地，砂地における累積降雨量，蒸発散量，流出量

図 2.3-38 は沼地，砂地における累積降雨量，蒸発散量，流出量である。沼地の方が砂地より多くの水みちを有し，また，鉛直方向の浸透量が少ないため，沼地における流出量は砂地よりも大きい。また，砂地の方が蒸発散量が大きい。

この図は本検討における非常に重要な結論を示しており，植生による蒸発散の影響が水収支に大きな影響を与えることから，蒸発の影響よりも蒸発散の影響に注目すべきであることを示している。

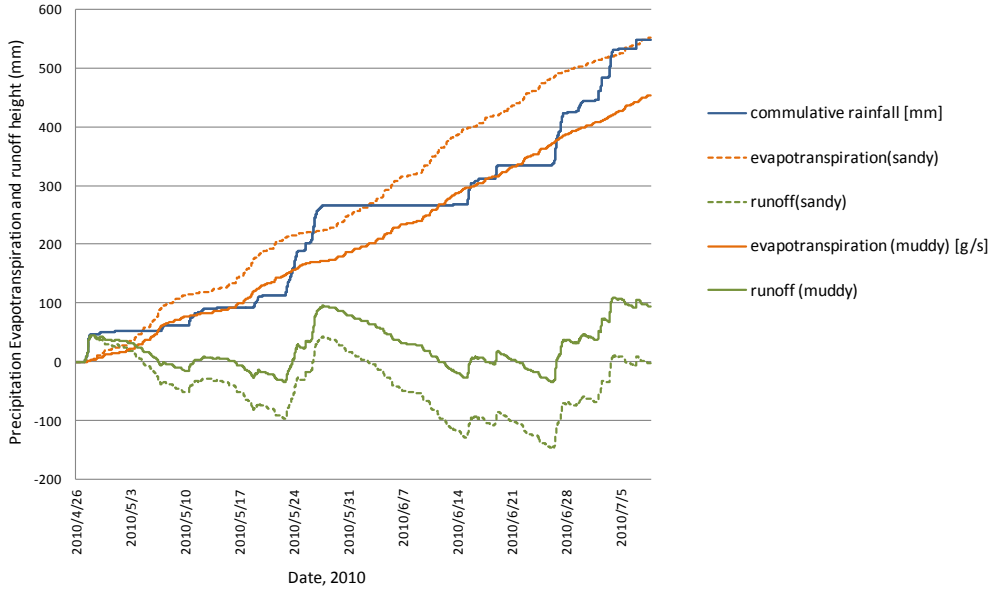


図 2.3-38　累積降雨量，蒸発散量と流出量（mm），（泥地及び砂地）

次に，下式は植生が光合成する際の化学反応式を示している。

$$106\overset{6466}{HCO_3^-}+16\overset{272}{NH_3}+\overset{98}{H_3PO_4}+106\overset{1908}{H_2O} \rightarrow \overset{3550}{(CH_2O)106}(NH_3)_{16}\cdot H_3PO_4+106\overset{3392}{O_2}+106\overset{1802}{OH^-}$$

数式 2.3-88

観測データは約 75 日分存在し，この期間中の平均降水量は 0.04(g/m²/s)であることから，この期間における降雨の全体量は，

0.04(g/m²/s)×86400×75=260(mm)↓　　数式 2.3-89

このうち三分の一が蒸発散したとすると，その量は，86(kg/m²) ↑となる。

この値から計算される最大バイオマスは，および分子量の比より，

86×3550/1908=160(kg/m²)↓　　数式 2.3-90

となる。

水分の一部は植生に残留するが，ほとんどは植生を通過する。仮に，1-4%の水が植生に残留すると仮定すると，その水分量は，

$(0.01\sim0.04)\times160\rightarrow(1.6\sim6.4)\mathrm{kg/m^2}$ 数式 2.3-91

これは，収穫前の水田の水量より大きく，光合成による蒸発散がこの地域において非常に大きいことを示している。

(ii) 泥地および砂地の顕熱，逆放射

ここでは，数式 2.3-39，数式 2.3-40 および数式 2.3-42 を用いて，顕熱，潜熱，ボーエン比の検討を実施した。

図 2.3-39 および図 2.3-40 はそれぞれ泥地および砂地の顕熱，逆放射を示している。ここでの評価に際しては，大気圏の放射を下方向(R_d)としている。図 2.3-39 および図 2.3-40 が示すように，熱収支は 0 に近い値となる。系が定常である場合の熱収支は 0 であり，計算結果が妥当であることを示している。

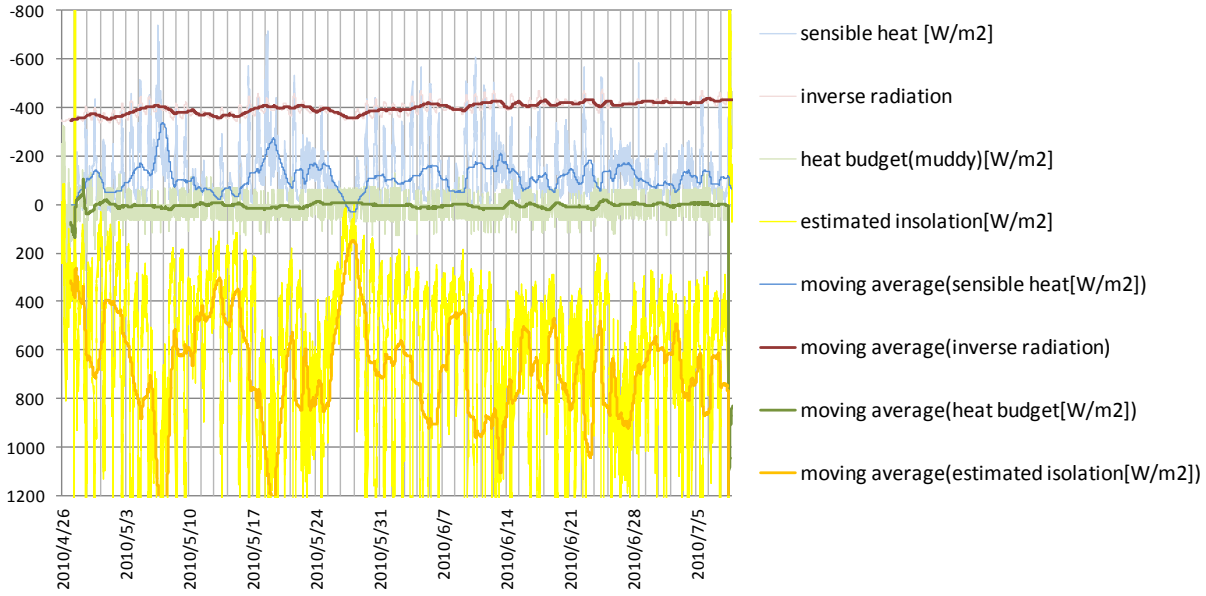


図 2.3-39 顕熱，逆放射，熱収支，推定日射量（泥地）

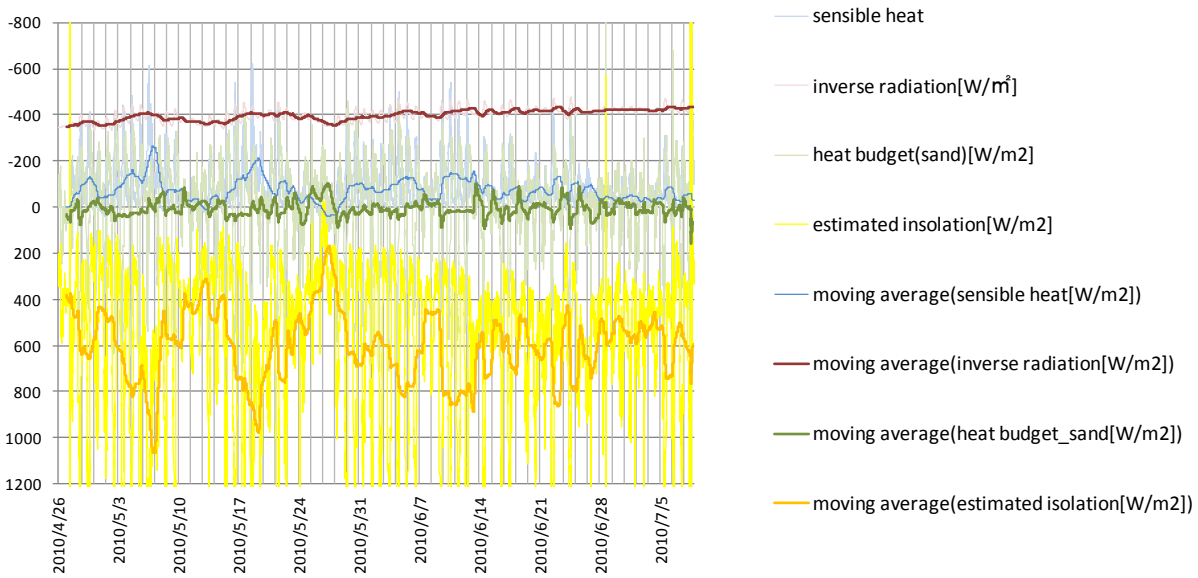


図 2.3-40　顕熱，逆放射，熱収支，推定日射量（砂地）

図 2.3-41 および図 2.3-42 は泥地，砂地の顕熱，潜熱，ボーエン比である。図中のボーエン比は 0～1 の値となっており，これは泥地，砂地の顕熱，潜熱，ボーエン比の算定結果が妥当であることを示している。

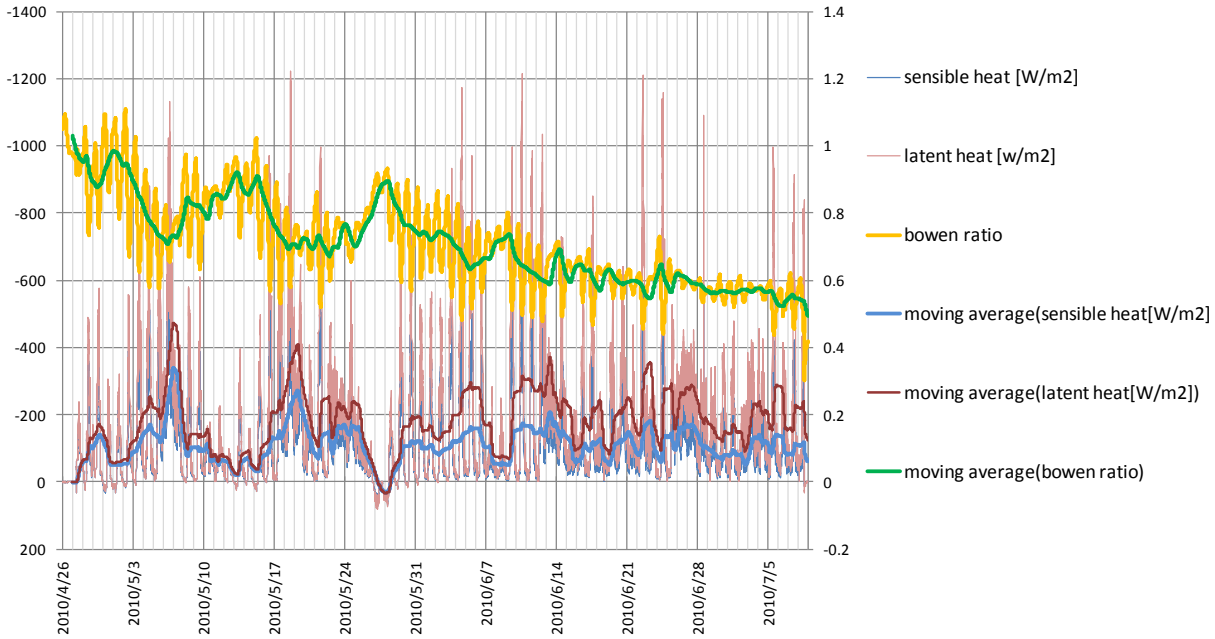


図 2.3-41　顕熱，潜熱，ボーエン比（泥地）

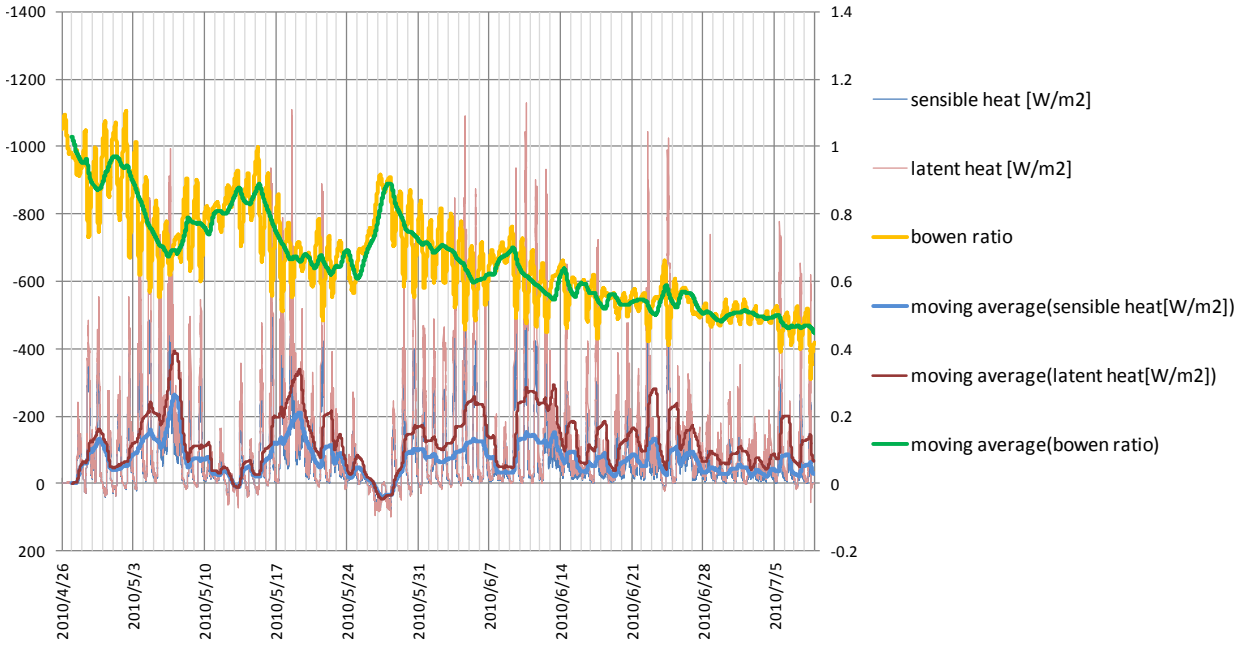


図 2.3-42　顕熱，潜熱，ボーエン比（砂地）

(iii) ダムの水温と堆積層内の地下水温との関係に関する検討

図 2.3-43 の左図は 2010 年 4 月 21 日～7 月 10 日に泥地の-3.0m, -2.0m, -1.5m, -1.0m, -0.5m で得られた降雨，温度の日観測データ，地下水位，右図は砂地の-5.2m，-2.7m，-1.7m，-1.2m，-0.7m で得られたデータであり，このうち温度データに数式 2.3-92 を適用することにより，図中にサインカーブで示す温度分布が得られる。温度変化プロセスは下式のように熱拡散係数 K_T を用いて表現することができる。

$$T(z,t) = T_A + A\exp\left(\frac{z}{d}\right)\sin\left(\omega t + \phi + \frac{z}{d}\right) \qquad -\infty < z < 0$$

数式 2.3-92

ここで，

$$d = \sqrt{\frac{2K_T}{\omega}} = \sqrt{\frac{K_T T}{\pi}}$$

数式 2.3-93

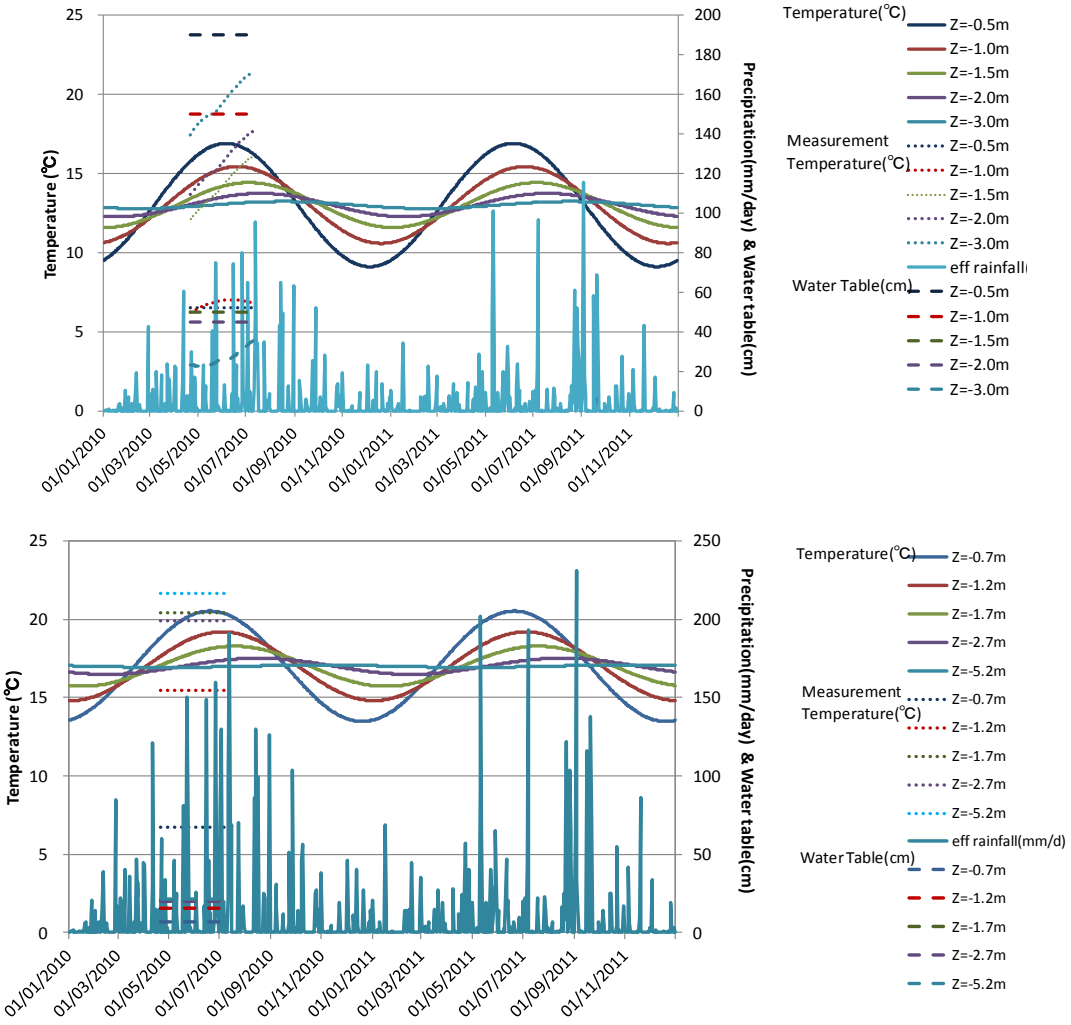


図 2.3-43　降雨と計測温度，計測地下水位，および計算温度（上が泥地，下が砂地）

図 2.3-43 に示すように，観測水温と数式 2.3-93 に示すサインカーブによりプロットされた値を比較すると，それらは一致しないしていないことがわかる。そこで，ダムの水温と堆積層内の地下水温との関係を調べるために，3.1.1(8)(ii)に述べた T_M, Ti との比較を行った。以下に，T_M, Ti の導出方法を再掲する。

3.1.1(8)(ii)節でも述べたように，i 番目のタンクの浸透は以下となる。

$$\frac{dh_i}{dt} = \beta_{i-1}h_{i-1} - \beta_i h_i$$　　数式 2.3-72再掲

一時間ごと($\Delta t=1$)の水位の上昇は

$$\Delta h_i = h_i^* - h_i$$　　数式 2.3-73再掲

h_i^*は以下である。

$$h_i^* = h_i + \beta_{i-1} h_{i-1} - \beta_i h_i$$ 数式 2.3-74再掲

したがって，

$$\frac{dT_i}{dt} = \frac{\beta_{i-1} h_{i-1} T_{i-1} + (1-\beta_i) h_i T_i}{h_i^*}$$ 数式 2.3-75再掲

次に，地下水温の変化は対流（convection）によって生ずる。初めに，水温は以下の T_M となる。

$$T_M = \frac{\beta_{i-1} h_{i-1} T_{i-1} + (1-\beta_i) h_i T_i}{h_i^*}$$ 数式 2.3-77再掲

これは外周が単位面積，内周が空隙率 φ に等しい部分面積の管内に出入りした液相が完全混合後，外壁固相部分の温度が対流で変わるとした状態である。ただし，飽和度が低いと，液相・固層・気相が全て等温となる平衡状態が常に得られるわけではなく，最終的に，同層タンク内で熱を伝導（conduction）あるいは拡散（diffusion）し，次の平衡値に至る。

$$T_i^* = \frac{C_W h_i^* T_M + C_S d_i T_i}{C_W h_i^* + C_S d_i}$$ 数式 2.3-78再掲

対流による第一段階の温度変化，伝導による第二段階の温度変化，および全体の温度上昇はそれぞれ，以下で与えられる。

$$\begin{aligned} \Delta T_1 &= T_M - T_i \\ &= \frac{\beta_{i-1} h_{i-1} T_{i-1} - \beta_i h_i T_i - \Delta h_i T_i}{h_i + \Delta h_i} \end{aligned}$$ 数式 2.3-79再掲

$$\begin{aligned} \Delta T_2 &= T_i^* - T_M \\ &= \frac{T_i - T_M}{1 + (C_W / C_S)(h_i^* / d_i)} \\ &= \frac{T_i - T_M}{1 + (C_W / C_S)\theta} \qquad (h_i^* / d_i = \theta) \end{aligned}$$ 数式 2.3-80再掲

$$\begin{aligned} \Delta T_i &= T_i^* - T_i \\ &= \frac{-(C_W / C_S)(h_i^* / d_i)(T_i - T_M)}{1 + (C_W / C_S)(h_i^* / d_i)} \\ &= \frac{-(C_W / C_S)(T_i - T_M)\theta}{1 + (C_W / C_S)\theta} \end{aligned}$$ 数式 2.3-81再掲

伝導（conduction）の寄与は以下の通りであり，飽和度 $h_i^*/d_i=\theta$ に関係している。

$$\frac{T_i^* - T_M}{T_i^* - T_i} = \frac{C_S / C_W}{h_i^* / d_i} = \frac{C_W / C_S}{\theta}$$

数式 2.3-82再掲

ヌセルト数を適用すると，

$$Nu = \frac{|\Delta T_1|}{\Delta T_2}$$
$$= 1 + (C_W / C_S)(h_i^* / d_i)$$
$$= 1 + (C_W / C_S)\theta$$

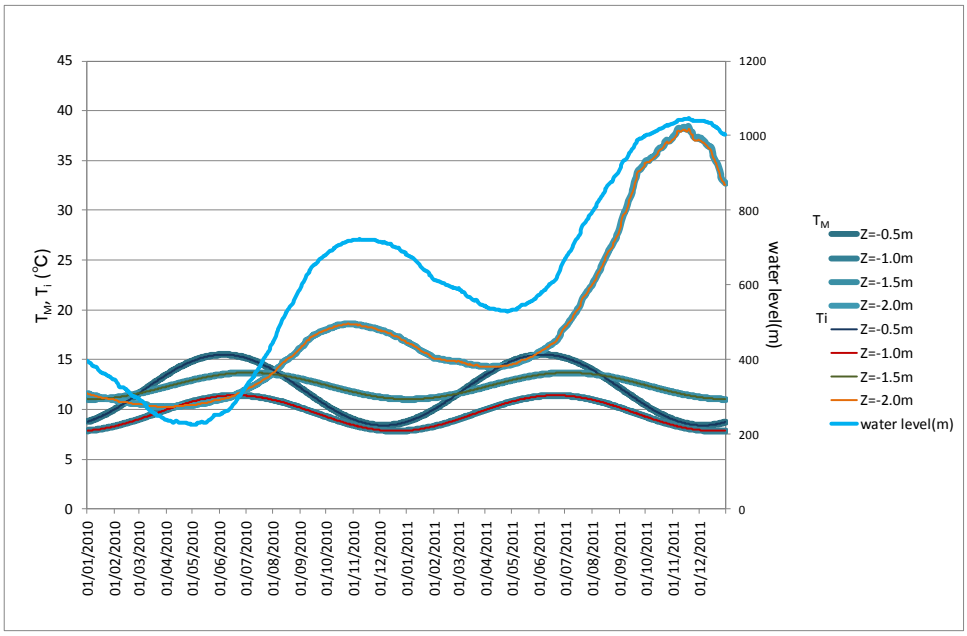
数式 2.3-83再掲

上式に基づき算出した温度を用いて，泥地および砂地の T_M と T_i を算出した結果をそれぞれ図 2.3-44 と図 2.3-45 の左図に示す。

既述したように，T_M は対流（convection）によるもので，対流の後の伝導（conduction）あるいは拡散（diffusion）により温度 T_i により到達する。泥地および砂地の両方において，T_M と Ti はほとんど同じ値となり，非常に少しの変化がみられる。これは，この領域で，拡散（diffusion）に比べて対流（convection）が支配的であることを示している。拡散の影響は飽和指数の減衰に寄与し，両方の層で飽和度は低くなっている。

ダムの水温と堆積層内の地下水温との関係を調べるために，図 2.3-44 と図 2.3-45 に示すように，T_M，Ti の挙動と最浅層の地下水位を同じグラフ上にプロットしたところ，最浅層の地下水位は，どちらの層でも他の層とは異なる挙動を示しており，これは，地下水位が降雨の影響を受けていることから説明することができる。また，最浅層の地下水位の挙動は，泥地および砂地の T_M，Ti の挙動と非常に似ている。これらのことが原因で熱収支の挙動はサインカーブから外れることとなり，これは，常に熱拡散係数 K_T＞水の分子熱拡散係数 Ko ではないことを示唆している。

図 2.3-44 と図 2.3-45 の右図はそれぞれ泥地および砂地のヌセルト数を示している。ヌセルト数は対流と拡散の比と考えられる。泥地の浅部のヌセルト数は大きく変化しており，この変化は対流が支配的だった状況が豪雨によって飽和度が上昇し拡散が支配的である状況となっていることを示している。



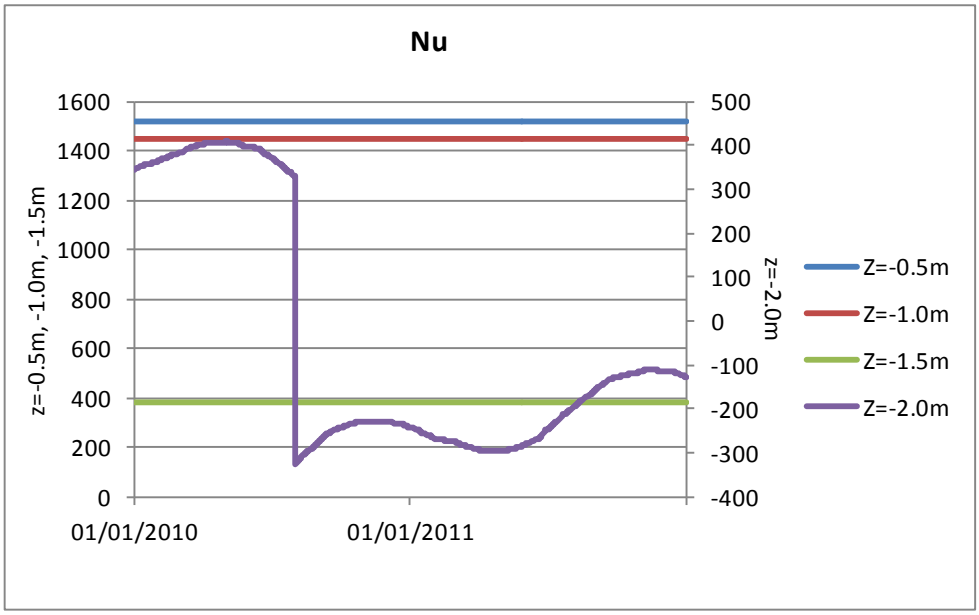


図 2.3-44　（上図）T_M および T_i*,（下図）泥地のヌセルト数

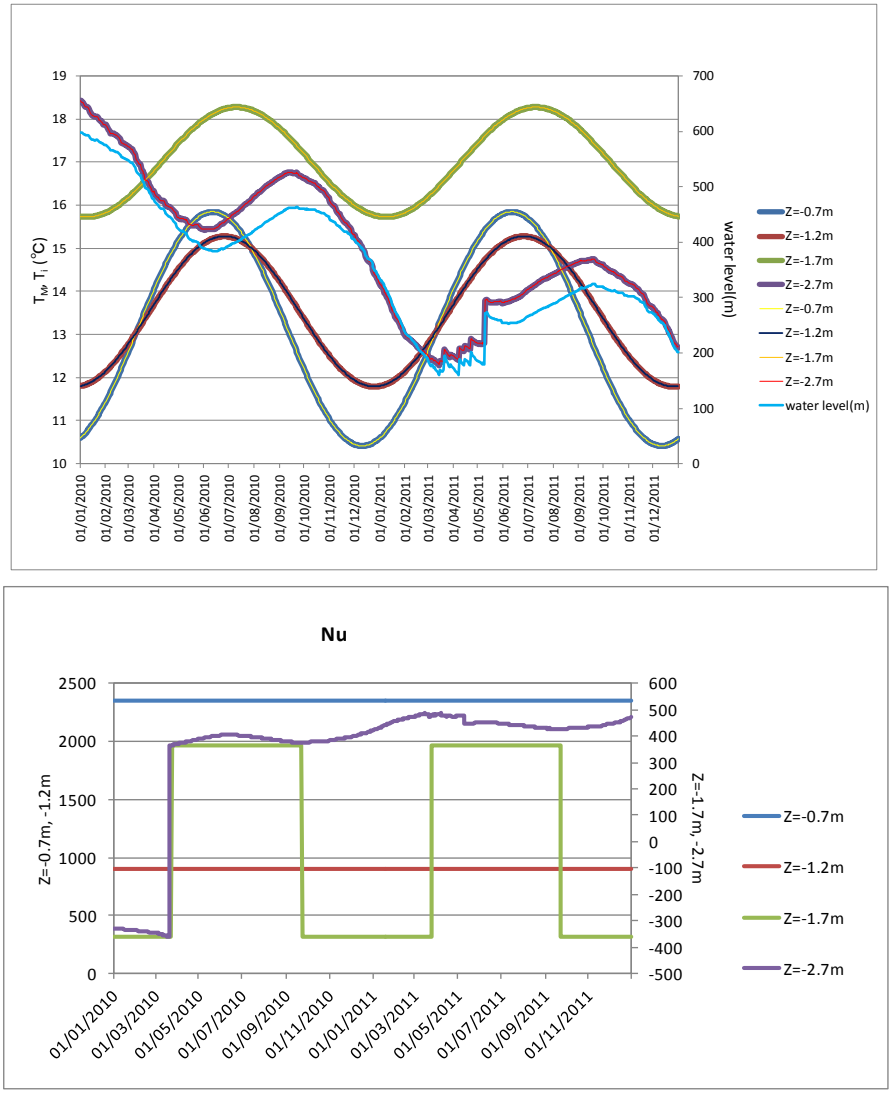


図 2.3-45　（左図）T_M および T_i*，（右図）砂地のヌセルト数

(5)　結論および今後の課題

本項では，水収支の素過程すなわち，降雨，浸透，蒸発散，流出のそれぞれについて，水温測定値から熱収支の概念を併用することで最小限の気象観測値で解析するとともに，5 層タンクモデルに降雨データを入力し，蒸発散公式を適用することで，水収支ならびに熱収支を検討できることを示した。しかし，本検討はタンク底部に壁がないものと仮定しており，したがって，ここでの検討は水平方向の浸透に関する知見のみを与えるものである。

ここで検討した鉱滓ダムにおける水収支および熱収支のメカニズムは，砂地，泥地，水層における熱収支に関連するものであり，熱輸送にかかわる主要な要素は対流（convection），拡散（diffusion）および蒸発散（evapotranspiration）である。本検討で得られた主な知見は以下の通りである。

観測を行った夏季の条件下では，主に晴れた日の日中に土壌が加熱された。熱は地表面の砂地に蓄えられ，晴天によって乾いた土の雨が降ると，その雨が浸透することにより熱フラックスが

鉛直下方向に入り込み，土の熱容量まで熱が土中に蓄えられる。冷却過程は降雨時から始まる。この過程は複雑なプロセスで，降雨後は降雨前よりも温度が下がることもある。日光による照射が始まると，土壌の温度は上昇して水の密度が低下して体積膨張することで蒸発散が卓越し始め，蒸気が空隙から大気中に発散する。貯留所の堆積層表面を覆う植生によって蒸発散が促進される。

次に，日射量及び有効逆放射量の概念を用いて潜熱および顕熱を評価する手法を開発し，検証した。

温度観測エリアは植生によって覆われている。植生は水の浸透と蒸発散の双方を抑制し，蒸発散を促進する。植生が水収支に影響を与えるという結論は本検討の重要な成果の一つであり，これは，蒸発散が蒸発に比べて大きな影響を及ぼすという評価結果に基づくものである。夏季には，この植生の影響が比較的大きくなるものと考えられ，従って，本検討の今度の課題として，蒸発散の量を特定するような，熱収支評価手法の開発が挙げられる。これに加えて，今回の検討をさらに発展させ，地下水涵養量を推定することが肝要となる。

さらに，3.1.1 で検討したアルゴリズムを用いて，熱の記録の原因が，対流（convective）および拡散（diffusion）（それぞれ浸透（infiltration）と伝導（conduction）に起因するもの）のどちらに該当するものであるかを検討した。その結果，この領域で，拡散（diffusion）に比べて対流（convection）が支配的であるが，泥地ではわずかに拡散も生じていることがわかった。

また，泥地の浅部では対流が支配的だった状況が豪雨によって飽和度が上昇し拡散が支配的である状況となっていることがわかった。また，対流と移流の比を示すパラメータとして示したヌセルト数は，広義には質量速度（mass velosity）であることに注意する必要がある。質量速度とは，流体の速度の大きさ U と密度 ρ との積 ρU のことをいう。断面積が一定の管を通る定常流においては，場所によって ρ や U が変っても，質量速度 ρU は質量保存則によって一定に保たれる。しかし，固体中の熱伝達と浸透の質量速度の双方を考えると，対流がない状態でもヌセルト数は 1 とはならないと考えられ，この点についても今後検討を進めていく必要がある。

なお，人形峠における土壌のほとんどは砂地を除いて飽和状態となる。その一方で砂地では，経時的な変化が顕著となる。本検討では含水量を一定と仮定しているが，砂地の含水量の与え方に関する改良が今後の課題として挙げられる。

4.電波位相差計測法を用いた計測

4.1 電波位相差計測法の研究背景および目的

4.1.1 本研究の背景

1996 年 2 月の北海道豊浜トンネル坑口岩盤斜面崩壊事故による影響を受けて，近年，岩盤斜面の安定問題に社会の注目が集まっている。この事故後，様々な機関による斜面の点検で多くの危険箇所が抽出がなされており，同年の道路防災点検[183]の結果では，防災対策が必要と考えられる箇所は約 56,700 箇所，当面日常の監視等により管理していく必要のある箇所は約 145,500 箇所と診断された。しかし，こういった多くの危険箇所抽出後も，人身事故にはいたらなかったが第 2 白浜トンネルのような大規模な崩壊例が見られた。豊浜の事例以前には，北海道層雲峡の岩石崩落,越前海岸の海食崖の岩盤斜面崩落,その他多くの豪雨時の斜面崩壊などが知られている。大規模な岩盤崩壊の発生により，尊い人命や社会資本が失われ，岩盤斜面の安全性に対して厳しい目が注がれるようになっている。こうした事象を背景に岩盤斜面の調査，危険箇所安定性の予知・予測についての議論が高まっている [183]。

わが国は世界でも有数の地殻変動帯に位置しており,急峻な地形と脆弱な地質からなっている。その上，台風，集中豪雨，豪雪といった過酷な気象条件の下にあり，いわゆる自然災害が発生しやすい。また，岩盤は本質的に複雑な性質・不均質な特性を有し，その挙動は不確実性に支配されていることから，自然現象の一部である岩盤崩落に対する研究はその予知・予測を含め十分になされてきたとは言い難い。新しい社会システムとしての防災システムの構築とそれに基づいた防災対策の必要性が叫ばれ，岩盤崩壊に関するメカニズムの解明や解析技術，計測技術，対策技術の開発が促されている。このような状況の中で，国民の安全性を確保するために土木技術者は最大限に努力する責務がある。現在,約 5 年毎の道路防災点検やそれに基づく対策が実施により，道路斜面災害は年々減少してきてはいるものの,やはり豪雨時には土砂災害が依然発生している。また，道路沿いの自然斜面の大半は，地形上あるいは経済上の問題により抜本的な対策工を早期に実施することが困難な斜面であり，これらの斜面については，モニタリングにより斜面を監視していく必要がある。さらに，防災点検箇所以外での災害もかなりの数にのぼっている。道路防災総点検以降の検討では，災害発生箇所の約半分は，道路管理用地外で発生していること，また発生そのものや形態，規模が想定外であった事例が多いというデータが出ている。さらに災害発生箇所の内，何らかの対策工が設置されていたケースは約 4 分の 3 にのぼる。この事実は，災害規模や到達範囲を想定するための技術の精度を向上させる必要があるということを示唆している。現在でも，道路沿いの自然斜面に関しては，傾斜計や伸縮計を用いたモニタリングは実施されているが，現状の計測機器は，落雷による電磁ノイズに弱いことや，線あるいは点的な計測で監視密度が粗いため斜面全体の変状を捉えにくいといった問題がある。

こういった問題点を踏まえると，斜面防災対策実施のために災害の到達範囲を高精度に予測することができ，対策の困難なところや想定外災害への対処法として広範囲に連続する斜面を網羅し，かつ面的に監視できる安定したモニタリングシステムを限られた財源の中で構築することが必要である。

4.1.2 本研究の目的

本章では，斜面災害による被害から都市機能を守るための防災モニタリングシステムの構築に関する検討を実施する。国民生活あるいはそれを支える社会資本の災害に対する安全と信頼性を確保することは急務であり，限られた管理体制の下での効率的な防災管理による効果的な対策を実施できる技術が要求されている。ここで，斜面の防災技術は次の項目に対して具体的に機能することが求められている[184]。

1） ハザードを評価するための危険箇所抽出技術
2） 災害の影響を軽減する管理技術
3） 災害を予知する監視技術

ここでは崩壊あるいは地すべり挙動の将来予測を行うために，斜面の 3 次元変位を面的かつ広範囲に監視，監視する技術の開発を行い，上記の項目に対して次のように対応させることを目的とする。

1）抽出技術：日常点検の段階として斜面の挙動を広範囲に計測し危険箇所を抽出する。
2, 3）管理及び監視技術：危険な兆候を把握した段階で，当該箇所を重点的に計測する。

また，新たな斜面計測技術を提案することにより，以下のような特徴を持つ斜面監視システムを構築することを目標とする。

- 計測地点に発信機を設置し，電波を用いてデータを取得することで，原位置の三次元変位をリアルタイムに計測することを可能にする。
- 斜面における計測データは点や線の情報であるが，この値を全体的な空間と時間の場に拡張し，さらに，直接の観測情報で補完することでデータの妥当性を補完しながら斜面の安定性を総合的に評価するような計測システムを実現する。
- 電波を使うことの利点を活かし，ワイヤレスで耐天候性に優れた計測を目指す。
- 計測に用いるハード機器は乾電池駆動である発信機，受信機とコンピュータのみとし，機器構成に要するコストを安価に抑え，容易に導入できるものとする。また，京都大学構内実験，近畿技術事務所での実験において設置に要した時間は 1 日程度，作業人数はともに 10 人程度である。高知県の現場ではポール，コンクリート柱等の設置を含めると 1 週間程度の時間を要した。

4.1.3 本章の構成

4.2 では現在用いられている斜面モニタリング技術と問題点について述べ，4.3 にて，電波を用いた新しい斜面計測法を提案する。4.4 では新しい斜面計測手法の精度評価のために行った実験を紹介する。まず，新しい計測手法を野外においても使うことができるかどうかを京都大学の構内にて検証した．また，構内実験では温度と精度の関係を調べる実験，DOP という誤差感度指標と精度の関係を調べる実験も行った。次に，現場への適用に向けて発信機と受信センサの間の距

離を数百 m 離して長距離精度検証実験を行った。この長距離精度実験は 4.5 で説明する現場を模擬した実験であり，4.5 ではこの実験より得られた知見をもとに計測装置の配置を決定した。4.5 では本計測手法を適用する現場と，現場への計測機器の取り付けに関する説明を行う。4.6 にて本論文の成果をまとめると共に，本計測手法を用いた新しい斜面計測システムを提案する。

4.2 既存の斜面モニタリング技術

本章では，まず斜面動態観測において必要とされている項目を列挙する。次に，現在用いられている斜面モニタリングシステムについて，それらの問題点について議論する。既存の斜面モニタリングシステムの紹介では斜面動態監視技術を２つに大別して紹介する。はじめに地盤傾斜計や伸縮計，雨量計，水分量計といった 3 次元変位以外の斜面に関わる物理量を計測する手法について述べ，次に直接３次元変位を計測している手法について述べる。以下ではそれぞれのグループを斜面モニタリング技術Ⅰ，Ⅱと呼ぶことにする。

4.2.1 斜面動態観測に必要とされる項目

斜面動態観測に必要な項目には次のものが挙げられる。

① リアルタイム計測…測位結果を現場で直ちに，あるいは現場にいる間に得ることができること，さらにはデータを伝送することによって現場から離れた場所でもデータを閲覧し，減災へとつなげるための必要に応じた警報の発令・解除等を行っていくことが斜面動態観測において必要とされている。

② 3 次元計測…斜面崩壊には円弧すべり，くさび崩壊，トップリング破壊，崩落等，様々な形態があるが，これらの崩壊形態を予測し，斜面の全体的な動きを正確に捉えるためには斜面の 2 次元の変位のみでは不十分であり，3 次元変位を捉えることが必要である。

③ 多点同時計測…斜面崩壊の予兆の発見は，危険予測箇所の観測のみでは行えない。広範囲に連続して連なる地盤の動きを同時に，面的に捉えることで災害を予測することができる。また，斜面における計測データは点や線の情報であるが，この値を全体的な空間と時間の場に拡張し，さらに，直接の観測情報で補完することでデータの妥当性を補完しながら斜面の安定性を総合的に評価するような計測法が必要である [184)]。

④ 耐天候性（落雷・温度）に優れた計測手法…自然界に存在する斜面は雨，風，霧，雷，高温にさらされる精密機器にとっては過酷な状況にある。後に紹介する光ファイバによる観測は，リアルタイム性や高精度な計測といった点は優れていても，温度に対して敏感に反応するため十分に実用的とはいえない。他の項目を満たす高機能性と耐天候性を併せ持つ計測手法の開発が待たれている。

⑤ 高精度…岩盤斜面の特徴の一つは崩壊に至るまでの変位量が小さいことである [184)]。微少な変位でも十分な精度で計測できる機器の開発が望まれている。

⑥ 表 4.2-1 は高速道路調査会による管理基準を示す。

⑦ 表 4.2-1 の最も厳しい基準を満たすためには 1mm の変位を検出することが必要となる。

表 4.2-1　高速道路調査会による管理基準 [183)]

対応区分 / 計測区分と計測器		点検・要注意または観測強化	対策の検討	警戒・応急対策	厳重警戒・一時退避
伸縮計 光波測距儀	地表面の変位速度	5mm 以上/10 日	5～50mm/5 日	10～100mm/日	100mm 以上/日
挿入式地中傾斜計	すべり面の変位速度	1mm 以上/10 日	5～50mm/5 日	―	―

4.2.2 既存の斜面モニタリング技術

本節では既存の斜面モニタリング手法の代表として，地盤傾斜計，伸縮計，雨量計，水分量計（以上，斜面モニタリング技術Ⅰ），光ファイバ，精密写真測量，GPS（以上，斜面モニタリング技術Ⅱ）のそれぞれの特徴を 4.2.1 で挙げた視点から表 4.2-2 にまとめるとともに，これらの技術について概説し，問題点を挙げる。

表 4.2-2　既存の斜面モニタリング技術の特徴

方式	地盤傾斜計	伸縮計	雨量計 水分量計	光ファイバ	精密写真測量	GPS
リアルタイム性	△	△	×	○	×	○
3 次元計測	一方向(X)	一方向(X)	解析手法による	一方向(X)	三次元(X,Y,Z)	三次元(X,Y,Z)
多点同時計測	×	×	×	○	○	○
耐環境性（落雷・温度変化への強さ）	不良	良（落雷に強い）	不良（落雷に弱い）	不良（温度変化に弱い）	不良	不良
精度（変位）	約 1mm	数 mm	解析条件により異なる.	数 mm	数 mm	数 cm

(1) 斜面モニタリング技術Ⅰ（斜面に関わる物理量の計測）

(i) 地盤傾斜計

ボーリング孔内にプローブを昇降するためのガイド溝を有した専用のケーシングパイプを埋設して測定する。ケーシング設置後，ボーリング孔内に設置されたガイドパイプの傾斜をセンサにより計測する。センサの一例としては気泡式のものがある。これは，センサ内にある電解質溶液中の気泡が移動に伴って変化する電極間電位の変動を測定することによって傾斜を計測するものである。1 回目の測定値を基準として以降の測定値との差を計算することにより，経時変位を求める。この変化傾向から地すべりに伴う地盤の動きを把握する[185]。精度は 1mm 程度である。現場における制約により任意の位置に傾斜計を設置できないため，点的な観測しか行えないことが問題であり，広範囲に連続して連なる斜面を面的に監視する計測法とはいえない。また，計器設置，計測に際して大きな労力を必要とし，人災の可能性を含むという可能性がある。

図 4.2-1　傾斜計の設置状況例

図 4.2-2（a）　高精度傾斜計全体図[186]と（b）　左図の赤丸部分の拡大図[186]

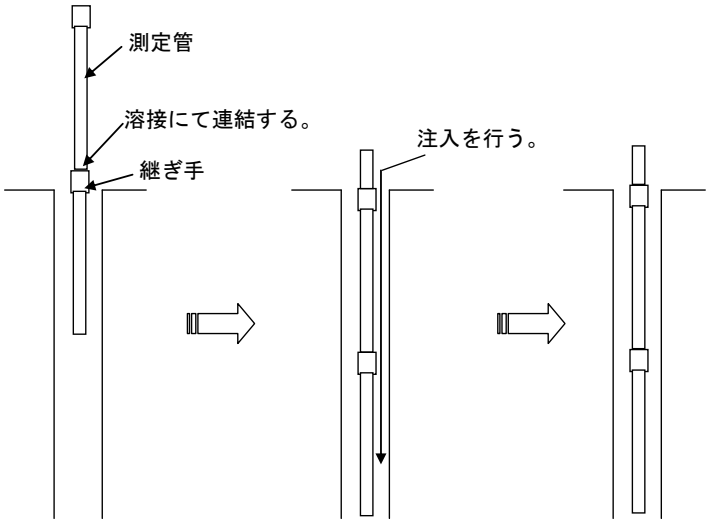


図 4.2-3　測定管設置手順

(ii)　地盤伸縮計

地盤伸縮計は地すべりに伴う地表の動きを把握することを目的とした計測装置である。亀裂を挟んだ 2 点間の杭の間にワイヤー（温度膨張の小さいインバー線）を張ってその伸縮量（移動量）を計測し，地すべり土塊量の移動状況を把握する（図 4.2-4，図 4.2-5）。落雷に強いこと，数 mm の精度が出せることが利点であるが，欠点はインバー線を張っている間隔を計測するため，インバー線を張っていない位置から地すべりが起こった場合には予測が不可能となる点である。また，事前にインバー線を張る方向を調査に基づいて検討する必要がある。

図 4.2-4　地盤伸縮計　設置状況図[187)]

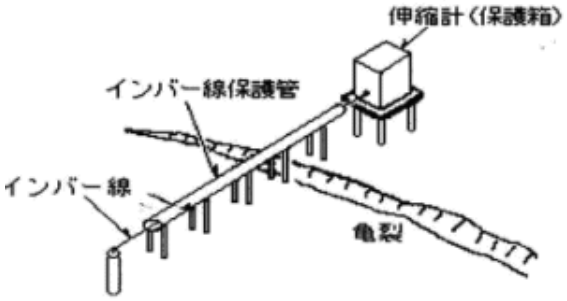


図 4.2-5　地盤伸縮計　設置概要図 [187)]

(iii) 地下水位計，水分量計，雨量計

地すべりの大きな誘因の中に，雨水，地下水位の上昇が挙げられる。本節で述べる計測法は水の動きを計測することによって斜面の動きを予測しようとする手法である。

地下水位計は地すべり時における地下水の変動状況の把握を目的としている（図 4.2-6）。ボーリング孔内に特殊なフロート（センサ）を設置し，地下水位を測定し，雨量や地すべりの移動状況などの相関を把握する [187)]。

水分量計による斜面モニタリング手法の観測原理は斜面における水分の時間的・空間的な移動特性を調べることによって，斜面の流出機構を調べるというものである。近年多用されている TDR（カナダ GS．gabel 社製）は，土壌中の水の電磁放射の透過特性を利用して水分量を測定する。

雨量計は地すべり活動の重要な誘引となる「降雨量」を測定することを目的とする。地すべり活動が発生した時の気象データからその発生形態ならびに運動形態を推定することによって，機構に関して考察を行う重要な資料となる。広く使われている雨量計としては転倒ます型雨量計が挙げられ，この雨量計は口径 20cm の「受水器」に入った降水（雨や雪など）を濾水器で受け，転倒ますに注ぐ。転倒ますは２つの「ます」がシーソーのような構造になっており，降水量 0。5mm に相当する雨水が「ます」に貯まると反対方向に転倒して水を下に排出する。その転倒数を記録することによって降水量を計測することができる（図 4.2-7）[186)]。

地下水位計や水分量計，雨量計を斜面モニタリングに使用する際の問題は，計測値をパラメータとし，斜面の地下水流出機構，斜面内の地下水位の動向を結びつけるために行う二次元流出計算において，実測値を十分に再現できないことにある。降雨発生に対する地下水位，流出量の立ち上がりと降雨の減少後の急激な低下を正確に数値解析によって表現するためのパラメータの選定法，計算方法が課題となる。

図 4.2-6　地下水位計　設置状況図 [186)]

図 4.2-7　雨量計設置概要図 [186)]

斜面モニタリング技術Ⅰはどれも，直接斜面の変位を捉えるものではないため，計測量から斜面の動きを予測する解析が必要であり，そのためリアルタイム性や精度において問題がある。

(2)　斜面モニタリング技術Ⅱ（直接斜面の 3 次元変位を計測）

(i)　光ファイバによる計測手法[188)]

光ファイバによる斜面動態観測は斜面に光ファイバを這わせ，斜面の変位を検出する計測法である。センサと通信線が一体であるため，狭～広域のエリアをモニタリングすることができる。また，光ファイバ通信網を利用すれば遠隔地にある事務所・出張所等から複数の斜面を一括してモニタリングすることができる（図 4.2-8）。光ファイバによる計測のうち，現状で代表的なものは B-OTDR（Brillouin Optical Time Domain Reflectometer）法, FBG 法（Fiber Bragg Grating）法，MDM（Macro Distortion Monitor）の 3 種類である。

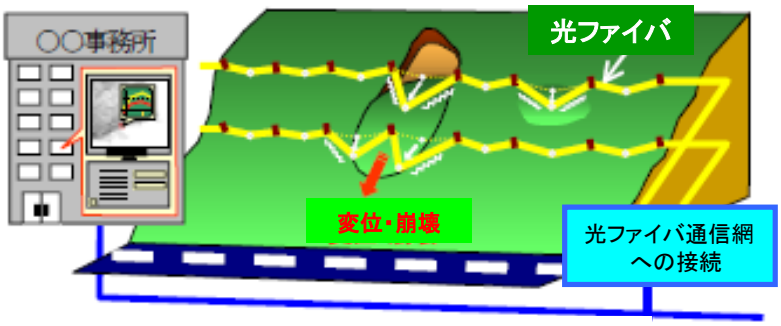


図 4.2-8　光ファイバセンサによる斜面表層崩壊モニタリングシステムの概念図

B-OTDR 法（Brillouin Optical Time Domain Reflectometer）（図 4.2-9）は敷設した光ファイバに光パルスを発光し，歪を受けている部分で発生する後方散乱光（ブリルアン光）を捉え，発光した光パルスと比べてシフトした周波数の大きさを歪み値として検出する方法である。歪みを受けた位置は反射光の受光時刻から求められる。光ファイバに加わる任意の場所の歪み分布の連続計測が可能である。計測器が高価なため，適切な観測エリアの検討が必要である点，また，計測器による分析時間が最低でも 5～10 分程度必要であるため，崩壊速度が早いと微少な変状過程を捉えきれない場合がある点が問題である[189]。

FBG 法（Fiber Bragg Grating）は敷設する光ファイバに予め反射光が発生する一定間隔（ブラッグ波長）の反射面（約 2000 個/mm）を作成し，歪みを受けたときにブラッグ波長がシフトする大きさを歪み値として検出する方法であり，B-OTDR に較べて高精度で歪みを測定することができる。但し，光ファイバケーブル 1 ラインに取り付け可能なセンサ数は 10 個程度までのため，広範囲（多点計測）になる場合，線量の面で煩雑になる[190]。

MDM 法（Macro Distortion Monitor）は光ファイバの屈曲率と透過光強度に一定の関係があることを利用し，光ファイバの湾曲部の透過光強度の検出により変位を測定する [190]。

図 4.2-9　地表敷設の例（B-OTDR）[185]

光ファイバは電磁誘導の影響を受けない，センサ部の電源が不要である，方法によっては点・線・面的な計測により，小～広範囲なエリアを面的に計測することができ，遠隔地より複数の現場を一括管理できるというリアルタイム性を併せ持つといった点が利点である。

また，光ファイバの斜面における適応実験の例では，光ファイバーテスターの分解能が 0.01db であることがら 0.1mm の移動量測定分解能と，移動発生位置の検出性能としては約 1m 程度という結果が得られている[183]。一方，光ファイバの欠点は，温度変化により光散乱が変化してデータがばらつき，そのために温度補正用の光ファイバを設置するが，補正した値などがブラックボックスとされていることである。また，測定精度のわりには，高価であることも大きな問題である。

(ii) 精密写真計測[191]

写真測量技術は航空写真測量や工業製品の出来型検査技術から発展したもので，のり面に貼り付けたターゲット（標点）をデジタルカメラで任意の位置から複数枚撮影し，コンピュータ解析によりターゲットの三次元座標を求めるものである（図 4.2-10，図 4.2-11）。

①：カメラ（600 万画素） ②：フラッシュ ③：ターゲット④：基準尺 ⑤：ガムテープ

図 4.2-10 写真測量の使用機材

図 4.2-11 ターゲット設置例

計測の手順及び原理は以下の通りである[192)]。

① 動態観測を行うのり面にターゲットを設置する。このターゲットを設置したのり面が撮影の対象となる。
② デジタルカメラで任意の位置から複数枚撮影する。
③ 撮影した画像を用いて精密写真測量のソフトウェアによりターゲットの 3 次元座標が計算され，パソコン上に立体的に表示され，三次元座標を計測することができる。
④ 変位のデータを蓄積することで時系列的な変位量を計測することができる。

この手法の長所は，のり面全体の変位が計測できるため，のり面の部分的な変状を発見することが可能であり，変状が発見された部分の計測は伸縮計等の代替として用いることができる点，市販のデジタルカメラとパソコンで容易に計測ができる点，多くのデータを蓄積することで，経年変化の把握や計測データの管理が可能となる点である。しかし，解析結果を得るまでに数時間を要し，完全にリアルタイム性を有しているとはいえない点，ターゲットの設置に手間がかかる点が短所である。

(iii) GPS（Global Positioning System：**全地球測位システム又は汎地球測位システム**）

このシステムは米軍により開発された測位システムである。現在，29 個の GPS 衛星が地上約 20,200km 上空を約 11 時間 56 分 4 秒毎で周回している。GPS が測量作業に利用され始めたのは 1980 年代であり，1980 年後半～90 年代後半に土木計測や，本研究で取り扱う，特に広大な斜面の変位計測を目的としても使用され始めた。1990 年代後半から測量用 GPS を自動化した土木計測システムが実用化され，2000 年から現在に至るまでに土木計測専用の GPS 自動計測システムが実用化された。

図 4.2-12 に GPS 測量の概念図を示す。GPS は観測点に設置された受信機が GPS 衛星からの電波を受信し，各衛星からの距離を算出することで観測点の位置を決定する観測方法である。受信機の座標(x,y,z)は 3 個の衛星で求められるが，時計に誤差があるので未知数は(x,y,z,t)の 4 つである。従って，最低でも 4 個の衛星が必要となる。

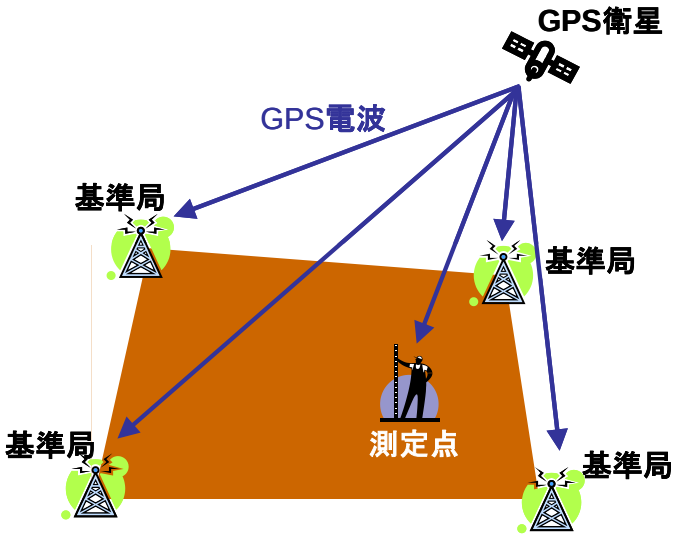


図 4.2-12　GPS 測量の概念図

GPS による測位は単独測位（point positioning）と相対測位（relative positioning）に大別される。単独測位では，1 つの受信機で同時に 4 個以上の GPS 衛星からの電波を受信して各衛星からの距離を算出し，それらの距離を半径とする 4 つの球の交点として観測点の位置を決定する方法である。この方法では短時間（秒単位）で計測可能であり，測位精度は概ね数 10m 程度である。この手法はカーナビゲーションシステム等に用いられている。一方，斜面動態観測に広く用いられているのは相対測位である。相対測位は 2 台の受信機が使える場合に可能となり，片方の位置座標は既知で，この点に対する他方の点の位置座標が決定される。すなわち両点の間のベクトル（基線）が決定される。相対測位のうち，現在測量に主として用いられているのは数 cm の精度で計測が可能となる搬送波位相観測による相対測位方式である。搬送波位相観測とは搬送波にのせられたコードを測定するのではなく，搬送波の位相を直接計測する方式である。基線ベクトルの処理を行うためには，基線の両端点で同時に観測される位相が必要である。開発当初，相対測位はデータを後処理することでしか行えなかったが，近年汎用されるようになった短い基線でのリアルタイムデータ伝送技術により基線ベクトルをリアルタイムに計算することが可能となり，これが RTK（リアルタイムキネマティック）-GPS 方式を生み出した[193]。

RTK-GPS 方式はキネマティックな相対測位によりリアルタイムに測位結果を得る方式である[194]。‘キネマティック’とは観測場所が動いていることを意味し，観測場所が静止していることを意味する‘スタティック’と区別される。また，‘リアルタイム’とは，測位計算結果が現場で直ちに，あるいは観測点にいる間に得られることと定義され，実際の観測の後にデータが処理される‘後処理解析’と区別される。RTK-GPS 方式は移動する物体の位置を瞬間ごとに決定し，移動体の位置をリアルタイムに把握することができる方式である[195]。また，測量精度は水平方向に対して 5～10mm+1ppm×基線長，上下方向に対して 10～20mm＋2ppm×基線長といわれている[196]。

斜面動態観測では動く観測地点を，1，2mm 程度の高い精度でリアルタイムにデータを配信す

るといった，極めて高度な技術の組み合わせが要求されている。これに対し，GPS による斜面動態観測は，電波の搬送位相差を相対的に測位することで斜面の変位を上述の精度で決定し，さらに無線データリンクを組み合わせることで異なる地点の観測結果を同時に結合させ，かつデータをリアルタイムに搬送できることを特徴とする。また，ワイヤレスであり，耐環境性に優れていることも雨，風等にさらされる斜面の動態観測を行う上で大きな利点であり，精度の面以外では極めて優れた計測技術といえる。しかし，機材が高価であり，4.1 で述べたような，崩壊が予測される膨大な数の斜面すべてに設置することは難しい。従って，斜面動態観測に必要な精度≒1mm を達成すること，価格を低廉化することが GPS 計測の今後の課題である。GPS の精度劣化は衛星や受信機の時計がばらつくこと，観測データに衛星の軌道誤差，対流圏による信号遅延，電離層による信号遅延を含むこと，マルチパスによって発生する。こういった誤差要因は主に，発信機と受信機の間が約 20,200km 離れていることに起因する。誤差を補正するため，基準局網を高密度化する取り組みや，トレンドモデルを用いたフィルタリング手法等の開発が行われている[197]が，トレンドモデルを決定するための事前計測に 1 週間以上は必要であり，トレンドモデル自体がブラックボックスであることなど，斜面動態観測に用いる上での課題は多い。

4.3 電波を用いた新しい斜面モニタリング技術の提案

斜面動態観測では，移動する計測地点の三次元変位を高精度で観測し，算出結果をリアルタイムに配信する高度な計測システムが求められていることは 4.2 で述べたとおりである。電波を使った斜面計測手法である GPS は，多数点の変位を同時に計測することが出来る点，ワイヤレスであるため耐天候性，リアルタイム性に優れている点で斜面の動態観測に必要な項目を多く満たしている。しかし，計測地点と発信機の距離が約 20,200km 離れているために様々な要因による誤差が発生する。誤差低減のために数々の工夫がなされた結果，精度は水平方向に対して 5～10mm+1ppm×基線長, 上下方向に対して 10～20mm＋2ppm×基線長にまで高度化しているが，それでも岩盤斜面モニタリングに必要な精度を十分に満たしてはいない。また，計測装置が安価ではないため，日本各地に存在する斜面をすべて網羅する計測を行うことは難しい。

そこで本章では，電波を使った GPS 測量のメリットを利用し，かつ GPS の問題点を軽減する新しい斜面モニタリング手法を提案する。まず，本計測手法の計測原理について述べ，次にその精度の評価法について説明する。

4.3.1 システム構成

GPS の精度劣化の大きな要因は発信機と受信機が遠く離れていることであった。本計測手法では，GPS とは逆に，斜面あるいは法面において変位を計測する必要のある箇所に電波発信機を設置する（図 4.3-1）。発信機が発する電波は GHz 帯である。GHz は 1 秒間に 10 億回を意味する，周波数や振動数の単位で「giga-」(ギガ)は 10 億倍を意味する接頭辞である。GHz は Hz(ヘルツ：1 秒間に 1 回)の 10 億倍，MHz(メガヘルツ)の 1000 倍，THz(テラヘルツ)の 1000 分の 1 倍にあたる。GHz 帯の電波は極超短波(UHF)，センチ波，ミリ波にあたり，携帯電話や無線 LAN，テレビ放送，衛星放送・通信，レーダー，電子レンジなどに使われている。近年ではマイクロプロセッサ(MPU)の性能向上に伴い，クロック周波数が GHz 帯の製品が増えている。

そして，法面付近の変位が少ないと考えられる箇所に受信機を固定する。本手法における発信機と受信機の間の距離はせいぜい数 km となり，GPS に較べて精度が向上すると考えられる。図 4.3-2 にシステムを構成する装置の概観を示す。発信機は寸法が約 W:34mm×H:96mm×D:20mm であり，単三乾電池にて駆動する。本研究では一つの発信機につき単三乾電池を 4 つ使用した。乾電池の寿命は 1 時間に 1 点の計測値を測ったとして約 1 年である。発信機は安価な部品から構成されるため，観測対象の斜面に数多く配置することが可能である。受信アンテナはアンテナ部の寸法が約 W:104mm×104mm，受信機の寸法は約 W:380mm×H:450mm×D:240mm，計測装置の寸法は約 W:680mm×H:650mm×D:290mm であり，既存の斜面モニタリングの計器に較べて小型である。

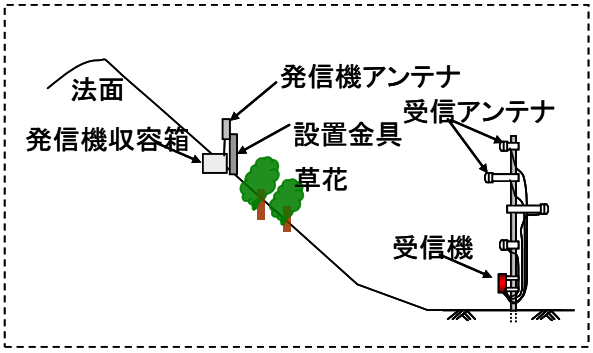


図 4.3-1　設置イメージ図

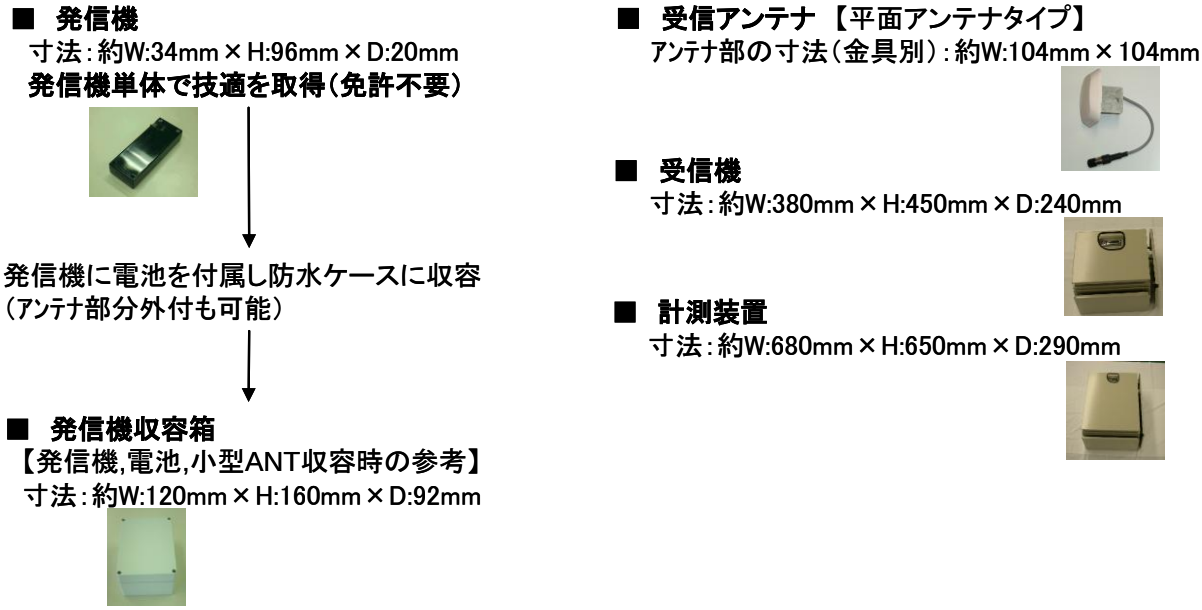


図 4.3-2　システムを構成する装置

4.3.2 本計測法の測位原理と精度評価法

(1) 位相差を用いた測位の原理[198)]

図 4.3-3 に電波の位相差を利用した変位計測系の基本構成を示す。各計測点に設置された電波発信機は周波数 f_c を基準にそれぞれ $(f_1 + f_c)$，･･･，$(f_n + f_c)$，･･･，$(f_N + f_c)$ の周波数の電波を送信する。ここで，f_1，･･･，f_n，…，f_N は f_c に比べ十分に小さな値とする。これらの電波を，少なくとも 4 個のセンサ（受信アンテナ）で受信する。ここで，第 j アンテナの位置を $\mathbf{q}_j = [X_j, Y_j, Z_j]^T$ （T は転置）と表すことにする。それぞれのセンサで受信された信号は，ダウンコンバータで f_c の局発信号と乗じられそれぞれ f_1，･･･，f_n の周波数の信号に変換される。これらの受信信号は A/D 変換器でディジタル信号に変換されたあと，帯域通過フィルタを通過することにより，発信機毎の信号に分けられる。すなわち，帯域通過フィルタから出力される信号は，第 n 計測点の電波発信機からの受信信号 $r_{n,j}$ のみになる。このように，複数の発信機からの電波を独立して処理することができるので，以降，第 n 計測点の位置 $\mathbf{p} = [x, y, z]^T$ を推定する測位処理の動作について代表して説明する。

第 n 計測点に設置された電波発信機から放射された電波 $s(t) = \exp[i2\pi(f_c + f_n)t]$ は，各センサで受信される。第 1 のセンサ，第 2 のセンサの受信信号はそれぞれ次式で与えられる。

$$r_{n,1}(t) = s(t)\exp[i\phi_1] \qquad \text{数式 4.3-1}$$

$$r_{n,2}(t) = s(t)\exp[i\phi_2] \qquad \text{数式 4.3-2}$$

ここで，i は虚数単位，ϕ_1，ϕ_2 は各受信アンテナにおける受信信号の位相であり，次式のように表すことができる。

$$\phi_1 = \frac{2\pi}{\lambda}(\| \mathbf{p} - \mathbf{q}_1 \| - k_1\lambda) \qquad \text{数式 4.3-3}$$

$$\phi_2 = \frac{2\pi}{\lambda}(\| \mathbf{p} - \mathbf{q}_2 \| - k_2\lambda) \qquad \text{数式 4.3-4}$$

ここで，$\| \mathbf{p} - \mathbf{q}_j \|$ は計測点 $\mathbf{p}$ （発信機）から第 j 受信アンテナまでの距離を意味し，$\lambda \equiv c/(f_c + f_n)$ は電波の波長（c は電波伝搬速度），k_j は整数である。帯域通過フィルタから出力される受信信号 $r'_{n,1}$，$r'_{n,2}$ はそれぞれ次式のようになる。

$$r'_{n,1}(t) = \exp[j2\pi f_n t]\exp[i\phi_1]$$ 数式 4.3-5

$$r'_{n,2}(t) = \exp[j2\pi f_n t]\exp[i\phi_2]$$ 数式 4.3-6

受信信号の位相差$\Delta\phi_{12} \equiv \phi_1 - \phi_2$は，受信信号の相関を次式のように求めることにより測定することができる。

$$Arg\left\langle r'_{n,1}(t) \cdot r'_{n,2}*(t)\right\rangle = \exp[i(\phi_1 - \phi_2)] = \Delta\phi_{12}$$ 数式 4.3-7

ここで，〈・〉は時間 t に平均操作，・* 1 は複素共役を表す。同様にそれぞれ，アンテナ 1 受信信号とアンテナ 3 受信信号の位相差$\Delta\phi_{13} = \phi_1 - \phi_3$，アンテナ 1 受信信号とアンテナ 4 受信信号の位相差$\Delta\phi_{14} = \phi_1 - \phi_4$が測定できる。

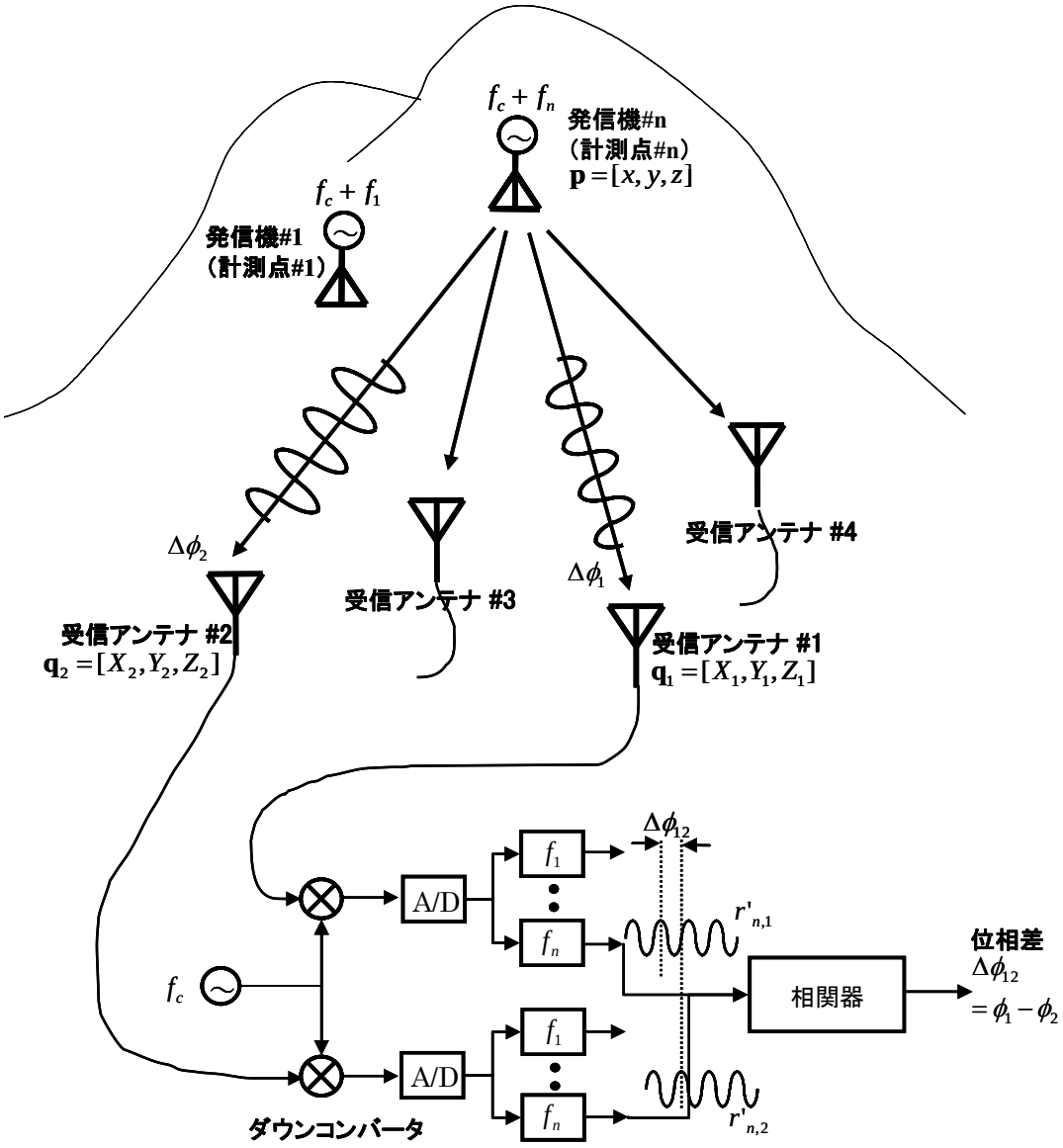


図 4.3-3　電波の位相差を利用した変位計測系の基本構成

計測点の位置$\mathbf{p} = [x, y, z]^T$に関する方程式は，数式 4.3-3，数式 4.3-4 などから次のように与えられる。

$$\sqrt{(x-X_i)^2+(y-Y_i)^2+(z-Z_i)^2} - \sqrt{(x-X_j)^2+(y-Y_j)^2+(z-Z_j)^2} = \Delta r_{ij} \quad (i=1;\ j=2,3,4) \qquad \text{数式 4.3-8}$$

ここに，Δr_{ij}は計測点から受信アンテナiまでの経路長と計測点から受信アンテナjまでの経路長との距離差を意味し，次式により与えられる観測値である。

$$\Delta r_{ij} = \frac{\lambda}{2\pi}(\Delta\phi_{ij} + 2\pi \cdot N_{ij}) \qquad \text{数式 4.3-9}$$

なお，N_{ij}は電波の経路差の整数値バイアスであり，既知または推定できる値である。計測点の位置 $\mathbf{p}=[X, Y, Z]^T$は，各位相差⊿ϕ_{ij}を測定すれば，数式 4.3-8 に示した 3 次元連立方程式の解として推定することができる。なお，i=1，j=2 についての数式 4.3-8 を満足する$[x, y, z]$は，図 4.3-4 に示すような放物面で表される位相差⊿ϕ_{12}の等位相差面上にあることになる。計測点の位置は，別の受信アンテナの組み合わせから得られる等位相差面との交点から推定されるものと考えることができる。

なお，この測位方式では，電波発信機の周波数ゆらぎは相殺されるため，計測箇所に設置する発信機は周波数安定度が比較的低いもので済み，小型，安価なものが使用できる利点がある。

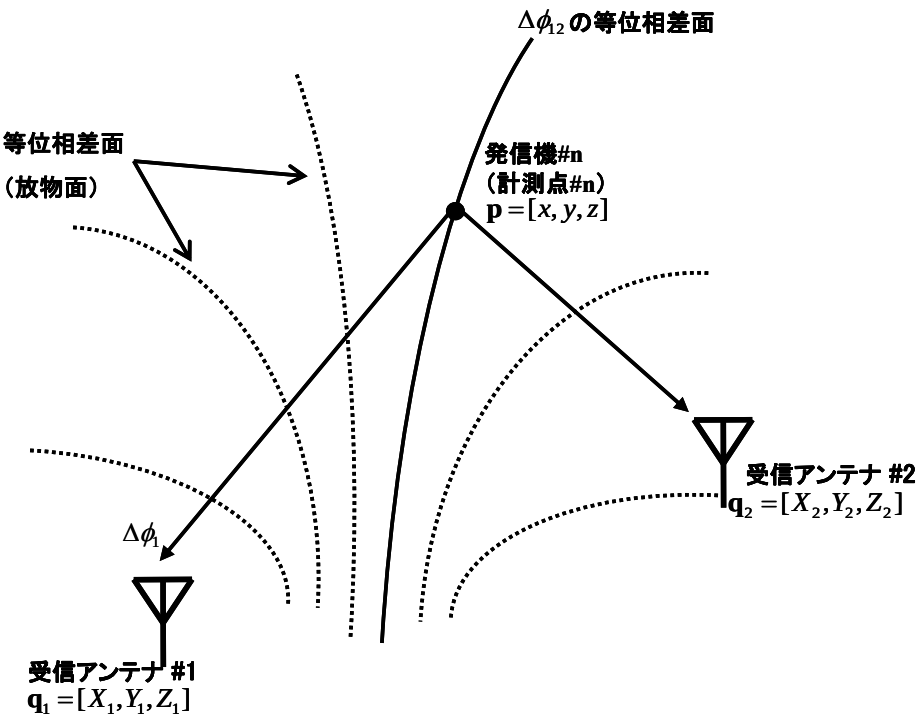


図 4.3-4　等位相差面の一例

⑵　逐次近似式による測位アルゴリズム

前項で示した測位法では，計測点（電波発信機）の位置は数式 4.3-8 の 3 方程式の解から決定されるが，これらの方程式は未知数$[x, y, z]$について 2 乗や平方根があり非線形であるから，直接[x, y, z]を解くことは難しい。また，位相差⊿ϕ_{ij}の観測誤差の存在により，実際には 3 個の等位相差面は一点で交わらない。

そこで，$[x, y, z]$を近似値$[\hat{x}, \hat{y}, \hat{z}]$周りに展開し，近似値から真値への補正量$[\delta x, \delta y, \delta z]$を求めて発信機の位置$[x, y, z]$を推定する方法を用いる。すなわち，$[x, y, z]$を次のように展開する。

$$x = \hat{x} + \delta x, \quad y = \hat{y} + \delta y, \quad z = \hat{z} + \delta z$$

数式 4.3-10

ここで，数式 4.3-7 の左辺を $f_{ij}(x, y, z)$ とおいて，$[\delta x, \delta y, \delta z]$ の 2 次以上の項を無視すると，次のような近似式が得られる。

$$f_{ij}(x, y, z) = f_{ij}(\hat{x} + \delta x, \hat{y} + \delta y, \hat{z} + \delta z)$$

$$= f_{ij}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z}) + \frac{\partial f_{ij}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})}{\partial x}\delta x + \frac{\partial f_{ij}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})}{\partial y}\delta y + \frac{\partial f_{ij}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})}{\partial z}\delta z$$

数式 4.3-11

これを $(i = 1; j = 2,3,4)$ について書き直すと次式が得られる。

$$\hat{\mathbf{A}}\,\delta\mathbf{p} = \delta\mathbf{r}$$

数式 4.3-12

$$\hat{\mathbf{A}} = \begin{bmatrix} \dfrac{\partial f_{12}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})}{\partial x} & \dfrac{\partial f_{12}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})}{\partial y} & \dfrac{\partial f_{12}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})}{\partial z} \\ \dfrac{\partial f_{13}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})}{\partial x} & \dfrac{\partial f_{13}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})}{\partial y} & \dfrac{\partial f_{13}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})}{\partial z} \\ \dfrac{\partial f_{14}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})}{\partial x} & \dfrac{\partial f_{14}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})}{\partial y} & \dfrac{\partial f_{14}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})}{\partial z} \end{bmatrix}$$

数式 4.3-13

$$\delta\mathbf{p} = [\delta x, \delta y, \delta z]^T$$

数式 4.3-14

$$\delta\mathbf{r} = \begin{bmatrix} f_{12}(x, y, z) - f_{12}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z}) \\ f_{13}(x, y, z) - f_{13}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z}) \\ f_{14}(x, y, z) - f_{14}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z}) \end{bmatrix}$$

数式 4.3-15

数式 4.3-11～数式 4.3-15 において，$f_{ij}(x, y, z)$ は数式 4.3-9 の観測値から求めた距離差 Δr_{ij} を意味する。

$$f_{ij}(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z}) = \sqrt{(\hat{x} - X_i)^2 + (\hat{y} - Y_i)^2 + (\hat{z} - Z_i)^2} - \sqrt{(\hat{x} - X_j)^2 + (\hat{y} - Y_j)^2 + (\hat{z} - Z_j)^2} \equiv \Delta\hat{r}_{ij}$$

数式 4.3-16

すなわち，数式 4.3-15 に定義された $\delta\mathbf{r}$ の要素は観測値の距離差 Δr_{ij} と近似距離差 $\Delta\hat{r}_{ij}$ との差である。

数式 4.3-15 より補正値 $\delta\mathbf{p}=[\delta x,\delta y,\delta z]^T$ は次式のように求められる。

$$\delta\mathbf{p}=\hat{\mathbf{A}}^{-1}\delta\mathbf{r} \qquad \text{数式 4.3-17}$$

行列 $\hat{\mathbf{A}}$ の要素は数式 4.3-8 の定義から具体的に次式により与えられる。

$$\frac{\partial f_{ij}(\hat{x},\hat{y},\hat{z})}{\partial x}=\frac{2(\hat{x}-X_i)}{\sqrt{(\hat{x}-X_i)^2+(\hat{y}-Y_i)^2+(\hat{z}-Z_i)^2}}-\frac{2(\hat{x}-X_j)}{\sqrt{(\hat{x}-X_j)^2+(\hat{y}-Y_j)^2+(\hat{z}-Z_j)^2}}$$

数式 4.3-18

$\partial f_{ij}(\hat{x},\hat{y},\hat{z})/\partial y$，$\partial f_{ij}(\hat{x},\hat{y},\hat{z})/\partial z$ についても同様である。

計測点の推定装置は，数式 4.3-17 より補正値 $\delta\mathbf{p}=[\delta x,\delta y,\delta z]^T$ を求め，これを数式 4.3-8 に代入することにより得られる。但し，推定精度を上げるため，算出された推定位置 $[\hat{x}+\delta x,\hat{y}+\delta y,\hat{z}+\delta z]$ を新たな近似位置 $[\hat{x},\hat{y},\hat{z}]$ に置き換えて，このような補正を逐次的に繰り返して用いる。この逐次近似法による測位計算のアルゴリズムは以下のようにまとめられる。

[STEP1] 受信信号の位相差を測定し，数式 4.3-8 より観測値の距離差 Δr_{ij} を得る。.

[STEP2] 適当な初期の近似位置 $[\hat{x},\hat{y},\hat{z}]$ を定める。

[STEP3] 近似位置 $[\hat{x},\hat{y},\hat{z}]$ における近似距離差 $\Delta\hat{r}_{ij}=f_{ij}(\hat{x},\hat{y},\hat{z})$ を数式 4.3-16 により求める。

[STEP4] 観測値の距離差 $\Delta r_{ij}=f_{ij}(x,y,z)$ と近似距離差 $\Delta\hat{r}_{ij}$ との差 $\delta\mathbf{r}$ を数式 4.3-15 により求める。

[STEP5] $\partial f_{ij}(\hat{x},\hat{y},\hat{z})/\partial x$，$\partial f_{ij}(\hat{x},\hat{y},\hat{z})/\partial y$，$\partial f_{ij}(\hat{x},\hat{y},\hat{z})/\partial z$ を数式 4.3-18 などにより求めて，数式 4.3-13 に従って行列 $\hat{\mathbf{A}}$ を定める。

[STEP6] 数式 4.3-10 より補正値 $[\delta x,\delta y,\delta z]$ を求める。

[STEP7] 補正値 $\delta\mathbf{p}=[\delta x,\delta y,\delta z]^T$ が十分に小さくないなら $[\hat{x},\hat{y},\hat{z}]\leftarrow[\hat{x}+\delta x,\hat{y}+\delta y,\hat{z}+\delta z]$ として[STEP3]に戻る。

[STEP8] $[\hat{x},\hat{y},\hat{z}]$ を推定位置として出力する。

(3) 解析結果の評価のための精度の定義

本研究においては，計測結果の誤差を大きく系統誤差と偶然誤差に分類する。

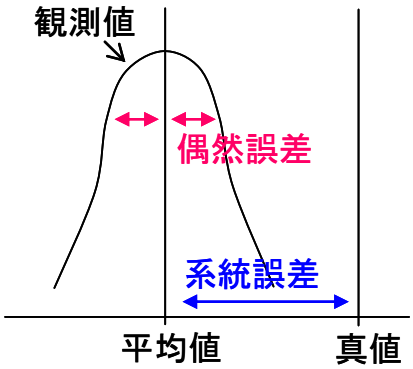


図 4.3-5 誤差の概念図

これらの誤差についての定義は次の通りである。

系統誤差･･･ある測定における測定値と，真の値に対して系統的にずれがあるとき，それを系統誤差という。誤差の因果関係や発生機構がわかりやすく，その誤差が補正可能であるか，または観測方法の変更により除去可能な誤差である。原因が判明すれば測定値から取り除くことは可能であるが，完全に取り除くことは不可能である。原因と傾向からでき得る限り系統誤差を取り除き，除去不可能な系統誤差に関してはその上限を把握する必要がある。また，平均値と真値の偏りを示す値は外的精度と称される。

偶然誤差…上述の系統誤差と機器の誤作動等の過失誤差を取り除いた後に残る誤差を偶然誤差という。この誤差は測定方法によって決まるもので，系統誤差とは異なり決定論的には不規則な誤差に見える。しかし確率論的には規則性のあるものとして取り除くことができる。繰り返し計測を行うことで特定の分布を得て，ケースバイケースの方法（平均をとる，最頻値をとる等の方法）で真の値の推定値精度をあげる必要がある。また，計測値の分散は内的精度と称される。

本研究では，系統誤差の要因を温度，偶然誤差の主な要因を DOP(Dilution of Precision)と想定する。前者については温度により発信機，受信機，受信センサの取り付け金具が伸縮することで系統的な誤差が生ずるものと考える。4.4.4 にて，ディジタルフィルタを作成し，京都大学吉田キャンパスにおける実験結果に含まれる系統誤差を取り除く検討を行う。後者に関しては，発信機と受信機の配置によって観測値の精度が異なるという本手法に特有の点に着目し，誤差感度指標として DOP を用いることを以下に検討する。

(4) 測位精度の解析･･･誤差感度指標 DOP の概念

本節では前節にて偶然誤差の評価指標として提案した DOP の概念と理論について述べる.

(i) DOP(Dilution of Precision)の概念

図 4.3-6 に DOP の概念図を示す。同図(A)はセンサを直線配置した場合の図，同図(B)はセンサを直交配置した場合の図である。同図(A)の発信機位置①の場合を例にとって説明する。細い青線(ア)が青の 2 台の受信機が受信した電波の等位相差面を表す。線(ア)に重ねてひいている太い青

線(イ)は位相誤差を含んだ等位相差面である。細い赤線(ウ)は赤の 2 台の受信機が受信した電波の等位相差面，太い赤線(エ)は位相誤差を含んだ等位相差面である。正確な発信機位置は(ア)と(ウ)の交点として求められるが，実際には位相誤差を含んだ等位相差面である(イ)と(エ)の交わる面積内の一点として発信機位置が計算される。この，(イ)と(エ)によって作られる面積が，発信機の変位算出において生ずる測位誤差である。

(A)と(B)と発信機位置①を比較してみると，同位置の発信機でも，センサ配置により誤差の広がり（面積・方向）が変わる。一般的に(A)の直線配置に較べて(B)の直交配置の方が誤差の広がりが少ない。また，図(A)発信機位置①と①の下方にある発信機位置②を比較してみると，同センサの組み合わせでも，発信機位置により誤差の広がり（面積・方向）が変わる。一般的に(A)の直線配置の場合，センサに近い方が角度が取れて誤差が少ない。

(ii) DOP の定義

DOP とは受信センサ数と配置に依存する誤差感度指標であり，従って，発信機，受信センサの幾何学的配置から以下のように数学的に導出することができる。

受信信号の位相差を実際に求める際には，数式 4.3-7 の相関演算に受信機雑音の影響が加わる。また，各受信アンテナの位相パターンも存在し，その補償誤差が混入する。よって，受信信号の位相差⊿ϕ_{ij}には誤差$\varepsilon_{\phi ij}$が加わる。ここでは，測定位相誤差$\varepsilon_{\phi ij}$による計測点の位置推定誤差（測位誤差）[ε_x, ε_y, ε_z]を見積もる。

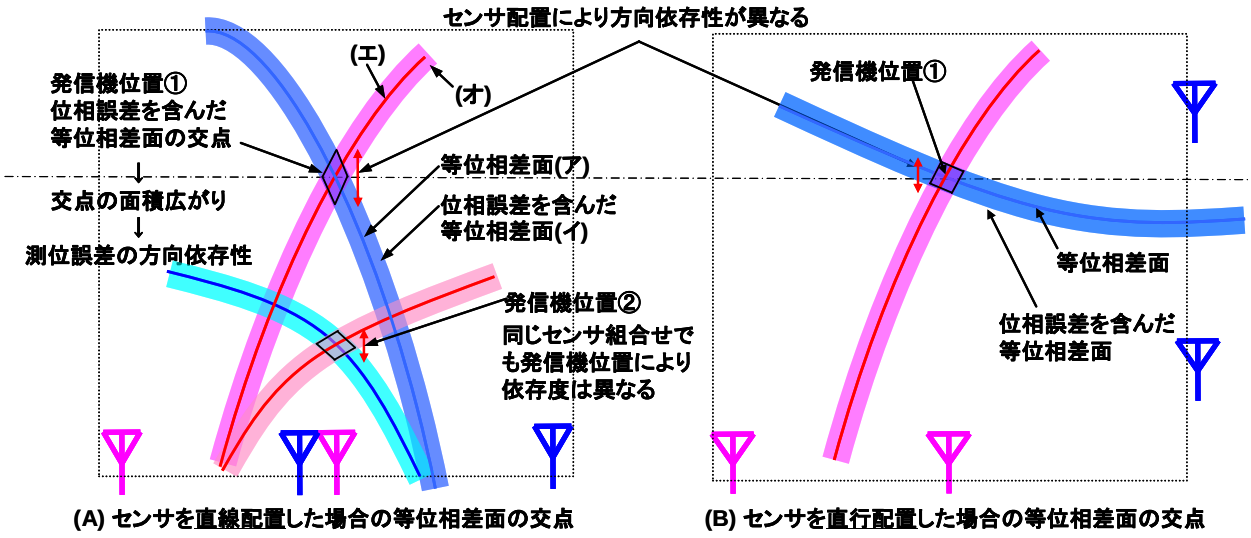


図 4.3-6　DOP の概念図

位相誤差$\varepsilon_{\phi_{ij}}$が加わったときの数式 4.3-8 の関係は，$[x, y, z]$が$[x+\varepsilon_x, y+\varepsilon_y, z+\varepsilon_z]$のように誤差を持つために，次式のように変わる。

$$\sqrt{(x+\varepsilon_x-X_i)^2+(y+\varepsilon_y-Y_i)^2+(z+\varepsilon_z-Z_i)^2}$$
$$-\sqrt{(x+\varepsilon_x-X_j)^2+(y+\varepsilon_y-Y_j)^2+(z+\varepsilon_z-Z_j)^2} \qquad \text{数式 4.3-19}$$
$$=\frac{\lambda}{2\pi}(\Delta\phi_{ij}+\varepsilon_{\phi ij})$$

$[\varepsilon_x,\varepsilon_y,\varepsilon_z]$が微少な値として数式 4.3-19 の左辺を展開すると，

$$\sqrt{(x-X_i)^2+(y-Y_i)^2+(z-Z_i)^2}$$
$$+\frac{2(x-X_i)\varepsilon_x+2(y-Y_i)\varepsilon_y+2(z-Z_i)\varepsilon_z}{\sqrt{(x-X_i)^2+(y-Y_i)^2+(z-Z_i)^2}}$$
$$-\sqrt{(x-X_j)^2+(y-Y_j)^2+(z-Z_j)^2} \qquad \text{数式 4.3-20}$$
$$-\frac{2(x-X_j)\varepsilon_x+2(y-Y_j)\varepsilon_y+2(z-Z_j)\varepsilon_z}{\sqrt{(x-X_j)^2+(y-Y_j)^2+(z-Z_j)^2}}$$
$$=\frac{\lambda}{2\pi}(\Delta\phi_{ij}+\varepsilon_{\phi ij})$$

となる。

数式 4.3-20 で数式 4.3-8 の関係を用いて整理すると，位相誤差と測位誤差の関係式を次のように得ることができる。

$$\frac{2(x-X_i)\varepsilon_x+2(y-Y_i)\varepsilon_y+2(z-Z_i)\varepsilon_z}{\sqrt{(x-X_i)^2+(y-Y_i)^2+(z-Z_i)^2}}$$
$$-\frac{2(x-X_j)\varepsilon_x+2(y-Y_j)\varepsilon_y+2(z-Z_j)\varepsilon_z}{\sqrt{(x-X_j)^2+(y-Y_j)^2+(z-Z_j)^2}} \qquad \text{数式 4.3-21}$$
$$=\frac{\lambda}{2\pi}\varepsilon_{\phi ij}$$

これらの関係を数式 4.3-13, 数式 4.3-18 で$[\hat{x},\hat{y},\hat{z}]$を$[x,y,z]$に置き換えた行列$\mathbf{A}$で表現すれば，

測位誤差ベクトル$\mathbf{e}_p=[\varepsilon_x,\varepsilon_y,\varepsilon_z]^T$は次式で与えられる。

$$\mathbf{A}\mathbf{e}_p=\frac{\lambda}{2\pi}\mathbf{e}_\phi \qquad \text{数式 4.3-22}$$

$$\mathbf{e}_\phi=[\varepsilon_{\phi 12},\varepsilon_{\phi 13},\varepsilon_{\phi 14}]^T \qquad \text{数式 4.3-23}$$

従って，測位誤差の分散$\sigma_p{}^2 = E[\varepsilon_x{}^2] + E[\varepsilon_y{}^2] + E[\varepsilon_z{}^2]$は次のように与えられる。

$$\sigma_p{}^2 = E[\mathbf{e}_p{}^T \mathbf{e}_p] \\ = (\lambda/2\pi)^2 trace[(\mathbf{A}^{-1})^T \mathbf{A}^{-1} E[\mathbf{e}_\phi \mathbf{e}_\phi{}^T]]$$

数式 4.3-24

ここで位相誤差$\varepsilon_{\phi 12}$，$\varepsilon_{\phi 13}$，$\varepsilon_{\phi 14}$が互いに独立でその分散が共通に$\varepsilon_\phi{}^2$であるとすると，測位誤差の大きさσ_pは数式 4.3-24 により次のように与えられる。

$$\sigma_p = \varepsilon_\phi (\lambda/2\pi)\sqrt{trace(\mathbf{A}\mathbf{A}^T)^{-1}}$$

数式 4.3-25

ゆえに，本提案の測位における DOP は次式となる。

$$DOP = \sqrt{trace(\mathbf{A}\mathbf{A}^T)^{-1}} = \sqrt{trace(\mathbf{A}^T\mathbf{A})^{-1}}$$

数式 4.3-26

一例として，測定点の真の位置が z 軸上$\mathbf{p} = [x, y, z] = [0,0,R]$にあり，受信アンテナ位置が$\mathbf{q}_1 = [X_1, Y_1, Z_1] = [-D/2,0,0]$，$\mathbf{q}_2 = [X_2, Y_2, Z_2] = [+D/2,0,0]$にある場合を考える．このとき，x 軸方向の誤差$\varepsilon_x$は位相誤差$\varepsilon_\phi$を用いて数式 4.3-21 より次のように表すことができる。

$$\varepsilon_x = \left[\frac{2(x-X_1)}{\sqrt{(x-X_1)^2 + (y-Y_1)^2 + (z-Z_1)^2}} - \frac{2(x-X_2)}{\sqrt{(x-X_2)^2 + (y-Y_2)^2 + (z-Z_2)^2}} \right]^{-1} \frac{\lambda}{2\pi} \varepsilon_\phi \\ = \sqrt{1 + \left(\frac{2R}{D}\right)^2} \cdot \frac{\lambda}{4\pi} \varepsilon_\phi$$

数式 4.3-27

例えば，位相誤差の大きさが$\varepsilon_\phi = 20\deg$であったとすると，電波の周波数が 2.5GHz（$\lambda$＝0.12m），受信アンテナ間隔が 13m，測定点の真の位置が z 軸上 15m 離れたところである。(D=13m,R=15m) 場合の測位誤差は，数式 4.3-27 式(3.25)より，$\varepsilon_x = 4.2\,\mathrm{mm}$ と見積もられる。

以上のような，センサ位置や方向に依存する誤差感度を DOP(Dilution of Precision)と呼び，DOP を利用して，測位演算における測位誤差は次式により求められる。

全方向誤差：　$\varepsilon_{total} = \frac{\lambda}{2\pi} DOP_{total} \cdot \varepsilon_\phi$

数式 4.3-28

ε_ϕ：位相誤差のrms値(rad)

次に上式内のε_ϕについて説明する。ε_ϕは位相誤差の rms 値（平均 2 乗誤差）であるが，本研究では位相誤差を次のような精度の足し合わせであると考える。

位相誤差　≒　機器誤差　＋　設置誤差　＋　空界雑音誤差　　数式 4.3-29

ここで，機器誤差（図 4.3-7）とは受信機と受信センサをつなぐケーブル長等の加工により生ずる誤差，信号処理を行う A/D 変換器のクロック誤差，環境条件等の時間変化に伴う受信系遅延位相量等の総称である。これらは校正にて補償することが可能である. また, 設置誤差（図 4.3-7）とは，センサの取り付け金具の剛性や位置信頼性等の，設計・施工要因に依存する誤差である。

また，空界雑音誤差（図 4.3-8）とは，建物の反射等によるマルチパス，樹木等の影響による減衰や移送により生ずる誤差である。

図 4.3-9 に本研究にて定義する位相誤差の一例を示す。希望波に機器誤差，設置誤差，反射波や移送波を加えたものが観測波となる。

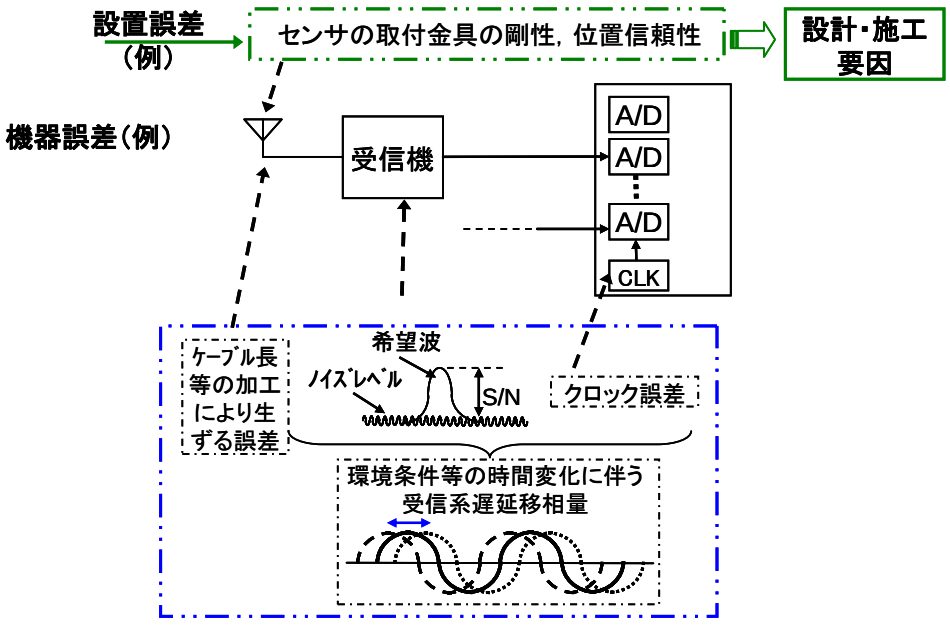


図 4.3-7　機器誤差と設置誤差の例

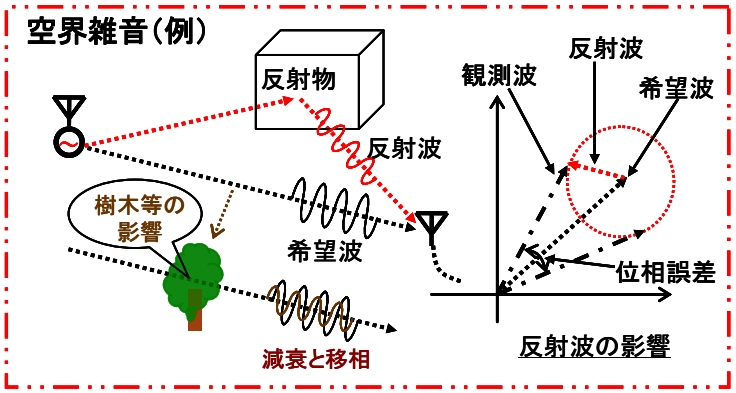


図 4.3-8　空界雑音の例

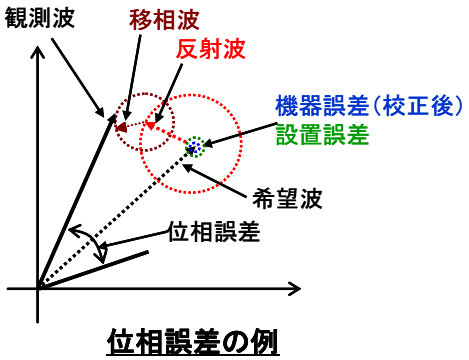


図 4.3-9　位相誤差の例

つまり，観測地点に機器を設置する際の状況等から位相誤差を決定すれば，DOP を用いて数式 4.3-28 によりセンサ配置による変位誤差を算出することができる。

4.4 では京都大学吉田キャンパスにおける実験結果を用いて DOP という指標が実際の計測において精度評価をするのに妥当かどうかを検討する。

4.4　開発手法の精度評価実験

自然界に存在する実斜面に本計測手法を適用する時，発信機，受信センサは雨，風，霧，雷等にさらされ，夏には太陽光により温度の影響を大きく受け，冬には氷点下を下回るといった状況に置かれることも考えられる。そこでまず，本手法の現場への適用にむけてこういった条件下でもシステムが異常なく作動するかどうかを京都大学の構内にて耐久性実験を行うことで検証した。また，斜面動態観測では高い精度による計測が必要とされる。精度が悪い場合には誤差を低減する工夫が必要である。既に述べたように，本研究では計測データが含む誤差を偶然誤差と系統誤差に分類し，系統誤差は温度に，偶然誤差はセンサ配置に依存すると仮定する。京都大学構内実験において，系統誤差を取り除くために熱電対温度計を用いて機器の温度と精度の関係を調べ，ディジタルフィルタを作成することで温度の影響を除去する試みを行った。また，偶然誤差の要因と考えられるセンサ配置と精度劣化の関係を調べ，受信センサ配置による誤差感度指標である DOP の考え方の妥当性を検証した。

次に，現場への適用に向けて発信機と受信センサの間の距離を数百 m 離して長距離精度検証実験を行った。この長距離精度実験は 4.5 で説明する高知県の現場を模擬した実験であり，この実験より得られた知見をもとに計測装置の配置を決定した。

4.4.1 京都大学構内での野外耐久性検証実験

(1) 京都大学構内実験概要

電波の位相差を用いた変位計測法による変位計測の有効性を示すと共に，野外における耐久性を検証する。さらに野外で検出される計測値の精度を調べた。

(2) 発信機，受信センサ設置状況

図 4.4-1 に京都大学構内における受信センサ，発信機配置状況を示す。写真中○は発信機，○は受信アンテナ，○は基準アンテナである。発信機 1，2（Tx#1，2）は発信機台に取り付け，相対位置を保って連動して X 軸方向にのみ 0～300mm 移動する。発信機 3（Tx#3）は二軸（X，Y 軸）移動式で，各軸とも 0～50mm 移動させることができる。また，受信センサ（平面アンテナ）は屋上に 6 箇所，壁面横に 4 箇所，地上に 6 箇所設置している。計測装置設置期間は平成 17 年 8 月～平成 18 年 9 月である。

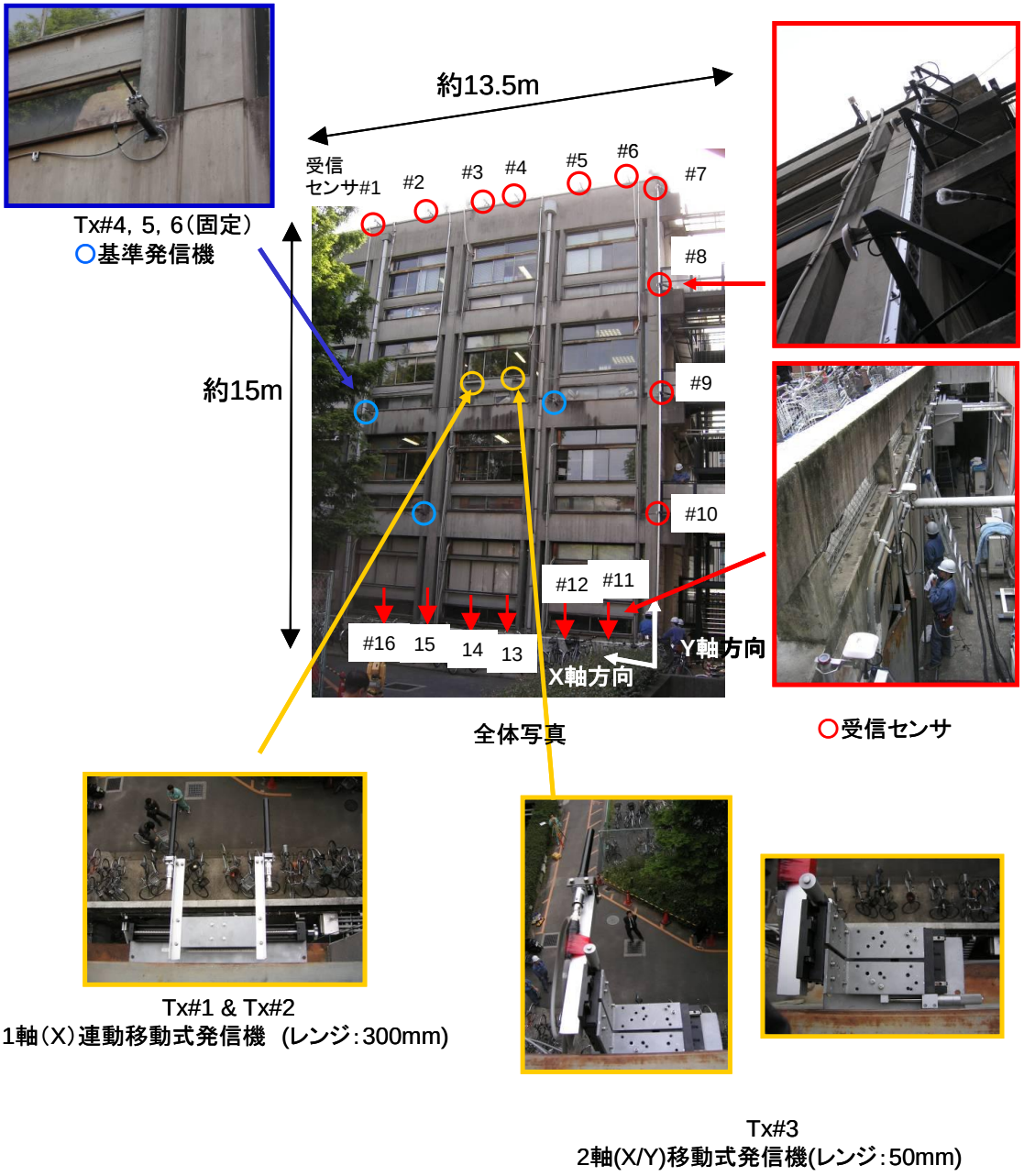


図 4.4-1　受信センサ，発信機設置状況

(3) 実験概要

(i) 静止状態の計測方法

発信機（Tx#1，Tx#2，Tx#3 のいずれか）を静止（固定）した状態で連続計測を行う。毎設定時に 10 秒間（0.5 秒間隔）計測する。

(ii) 連続変位状態の計測方法

発信機（Tx#1，Tx#2，Tx#3 のいずれか）をアンテナが取り付けられたスライドテーブルの回転ハンドル（回転つまみ）を調整して変位させる。毎設定時に 10 秒間（0.5 秒間隔）計測する。変位位置は，毎設定計測時の位置を計測する。Tx#1，Tx#2，Tx#3 の変位量は，30 ㎜以下とする。変位後の位置を mm 単位で日付/時間と共に記録する。

(iii) 取得データと収録時間

受信信号を FFT 処理した形で CSV データとして保存される。受信時間単位で 16 センサ分が並記される。また，収録時間は 1～120sec 間で設定可能であり，計測間隔を 5msec 間隔で設定可能である。初期設定値は収録時間が 10sec 間，計測間隔が 500msec 間隔であり，本節以降の各実験において随時計測間隔を設定した。

(4) 実験結果

(i) 1mm 変位計測結果

4.2 で約 1mm の変位を検出することができれば斜面の管理基準値を満たすことが可能となることを述べた。そこで，発信機を 1 時間ごとに 1mm ずつ変位させ，精度の検証を行った。最大の変位（5mm）を与えた場合には 3 日間連続して 5mm の変位を与えた状態に保って計測を行った。図 4.4-2 に Tx#1 の X 軸方向変位計測結果を示す。また，24 時間間隔で変位を与えているため，24 点移動平均処理を行った。この結果を図 4.4-3 に示す。

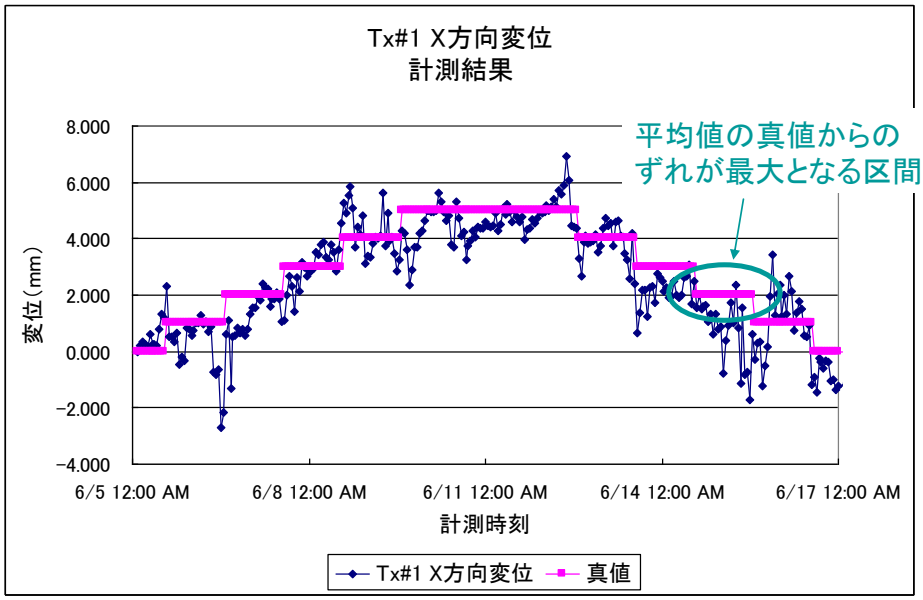


図 4.4-2　Tx#1 X 軸変位計測結果

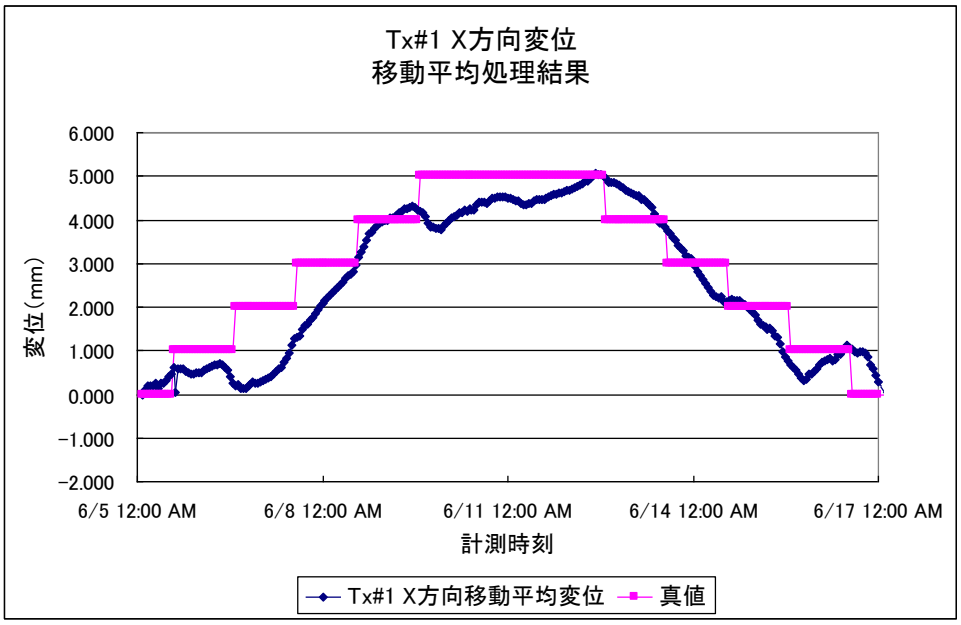


図 4.4-3　Tx#1 X 軸方向変位　移動平均処理結果

平滑化処理を行う前の計測値平均の真値からのずれは最大となるのは 6/14 の 14：00～6/15 の 13：00 の区間で 1.232mm である。また，平滑化処理を行った後には最大 1.232mm のずれが 0.336mm となる。

(ii)　静止状態計測結果

前項では発信機 Tx#1 の X 軸方向に 1mm ずつ変位を与えたが，同じ計測期間に同発信機の Y 軸方向は静止状態に保ち，変位 0mm を正確に検出できるかを検証した。図 4.4-4 に計測変位結果を示す。また，図 4.4-5 に 24 点移動平均処理を行った結果を示す。

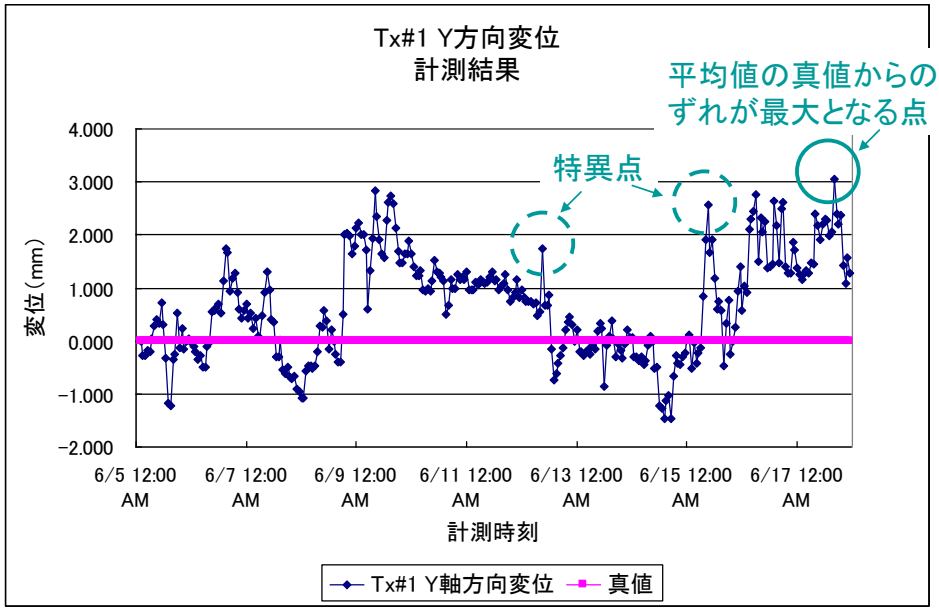


図 4.4-4　Tx#1　Y 軸静止状態計測結果

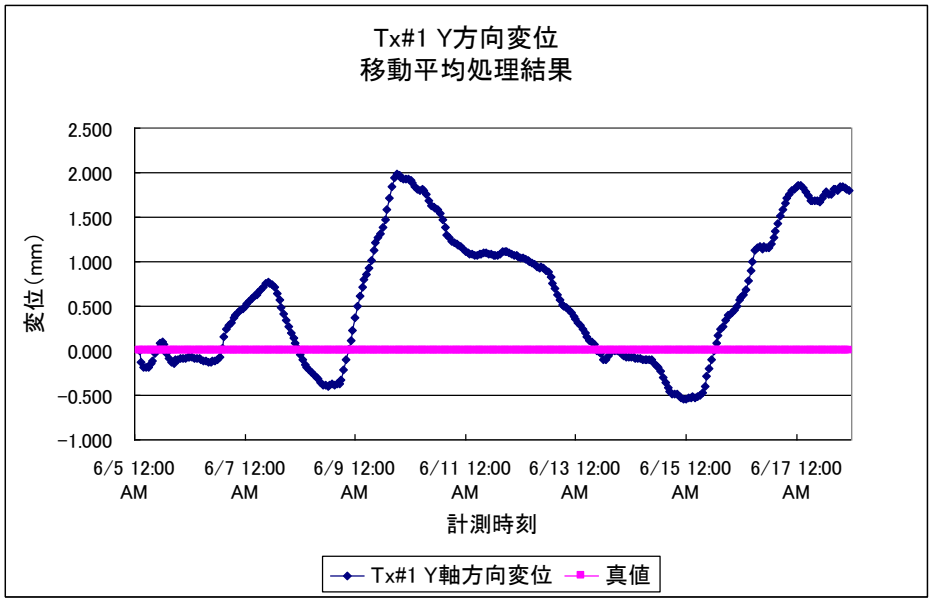


図 4.4-5　Tx#1　Y 軸方向変位　移動平均処理結果

平滑化処理を行う前の計測値平均の真値からのずれが最大で 3.06mm である。また，平滑化処理を行った後には 3.06mm のずれは 1.787mm となる。24 点移動平均処理を行うことで，特異点を取り除くことが可能となった。

(i)，(ii)のデータは平成 18 年 6 月 5 日～同年 6 月 17 日のものであり，本装置の設置より一年以上が経過した後に計測したものである。約一年間，雨，風や温度変化等にさらされる状況下に設置しても，上記のような精度を確保できるということから，本手法の耐久性がある程度証明できたと考える。また，精度に関しては，X 軸方向の方が Y 軸方向よりも高い精度が得られている。

Y 軸方向に関しては計測値平均の真値からのずれは最大で 3.06mm となるものの, 移動平均処理を行うことでずれを軽減させることは可能である。これらの結果より，本手法は野外において十分に実用性を発揮するものと考えられる。

4.4.2 京都大学構内での実験データを用いた温度による発信機/受信センサの位置評価

本研究では，計測値の誤差を系統誤差と偶然誤差に大別し，そのうち系統誤差を温度に依存すると想定していることは 4.4 の冒頭に述べたとおりである。本節は，温度と精度の関係を詳しく検証することを目的とし，まず気温等の要因で発信機と受信センサの位置に変動がないかを光学測量器にて計測することによって温度による発信機，受信センサの位置変化を確認した。併せてそのときの計測値との比較を行い，関連性の有無について評価を行った。

(1) 実験内容

実験期間は平成 18 年 7 月 12 日の 1 日である。計測値の精度と温度の関係を調べるためには，まず校舎の変位（計測値の真値）を正確に知る必要がある。本装置を設置した校舎は築 30 年以上の古い建物であり，発信機を静止状態に保ったとしても校舎自身が動いているために微少変動する可能性がある。従って，校舎のゆれによる発信機と受信センサ位置の変動，あるいは温度による機器設置取り付け金具の伸縮による発信機，受信センサ位置の変動を調べるために 1 時間ごとの発信機（静止状態）と受信センサの位置を光学測量器にて計測した。また，そのときの温度を温度計により計測した。光学測量器で計測した値と比較を行うため，実験施行中も計測装置にて，受信データを取得した。次に光学測量器で計測した座標から発信機－受信センサ間の時間ごとの距離差を計算し, 温度と位置の比較を行い, また測位結果についても温度との比較を行った。

図 4.4-6 は実験の全体図である。発信機，受信センサの位置は 4.4.1 で述べたものと同じである。光学測量器にて計測する際の基準固定点は校舎に貼ってあった反射ターゲットとし，〇で表す。

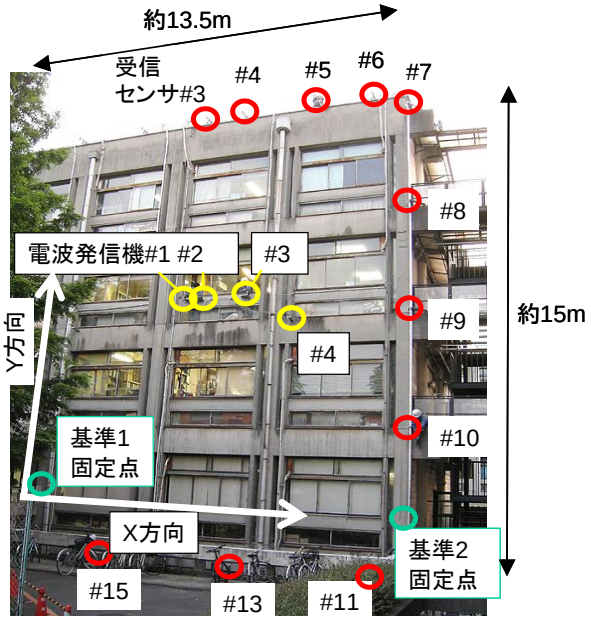


図 4.4-6　実験全体図

図 4.4-7 は実験現場を上空から見たときの模式図である。★で示す位置から光学測量器で発信機，受信センサの位置を計測した。

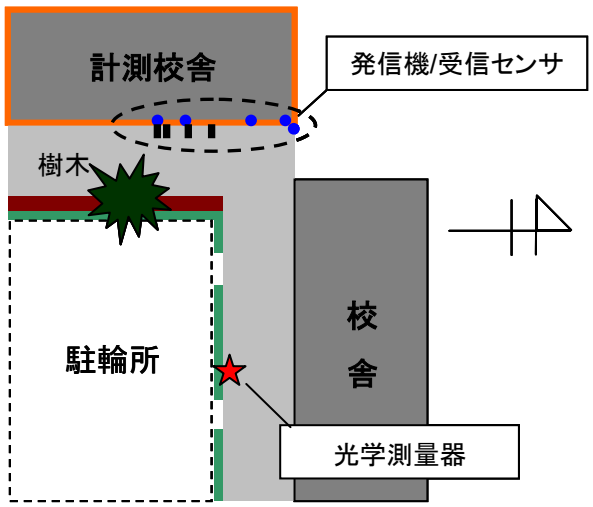


図 4.4-7　実験現場　模式図

図 4.4-8 は本実験にて使用した光学測量機である。SOKKIA 社製の SET500S を使用した。この機器の測定距離範囲は 70m である。また，精度は測定距離を D(mm)としたとき，±(4+3ppm×D)mm である。本実験での測定距離は 20m 程度であるので，十分に測定距離範囲である。また，上式の D=20m としたときの精度は約 4mm であり，大局的に校舎の変動を捉えるには十分な計測が出来ると考える。

型名	SET500S SOKKIA製
測定距離範囲 （Dは測定距離 mm）	70m ※反射シート使用時
精度 （水平角・鉛直角共）	±（4+3ppm×D）mm ※反射シート使用時
角度最小表示 （水平角・鉛直角共）	5″　または　10″
測定精度（JIB7909:1996準拠） 水平角　/　鉛直角	5″ /5″

図 4.4-8　使用した光学測量器

(2)　実験結果と考察

(i)　距離差と温度の関係

図 4.4-9～図 4.4-10，図 4.4-10～図 4.4-11 に校舎の水平方向（X 軸方向），鉛直方向（Y 軸方向）の温度による依存性の確認のため以下の条件で距離差の比較を示す。基準とした距離は 10:00 のときの距離である。

まず，校舎の横方向（X 軸方向）は基準 1 と基準 2 の間の距離，Rx#3 と Rx#7 の間の距離，Rx#11 と Rx#15 の間の距離を比較する。（図 4.4-9）

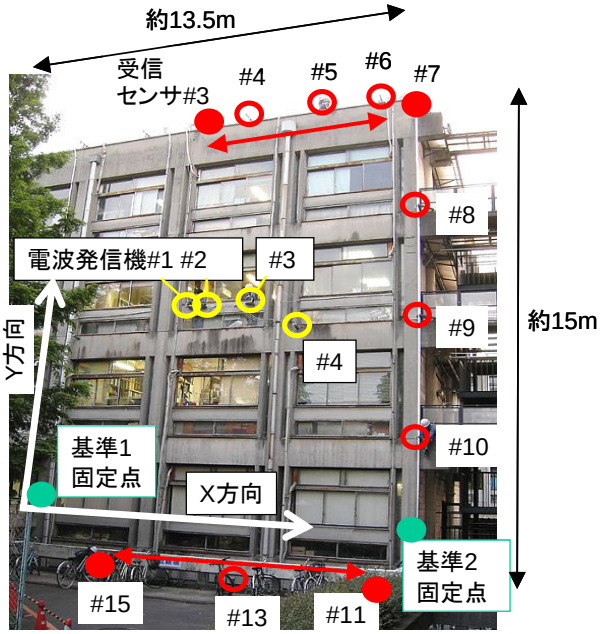


図 4.4-9　基準 1 と基準 2 の間の距離，Rx#3 と Rx#7 の間の距離，
Rx#11 と Rx#15 の間の距離の比較

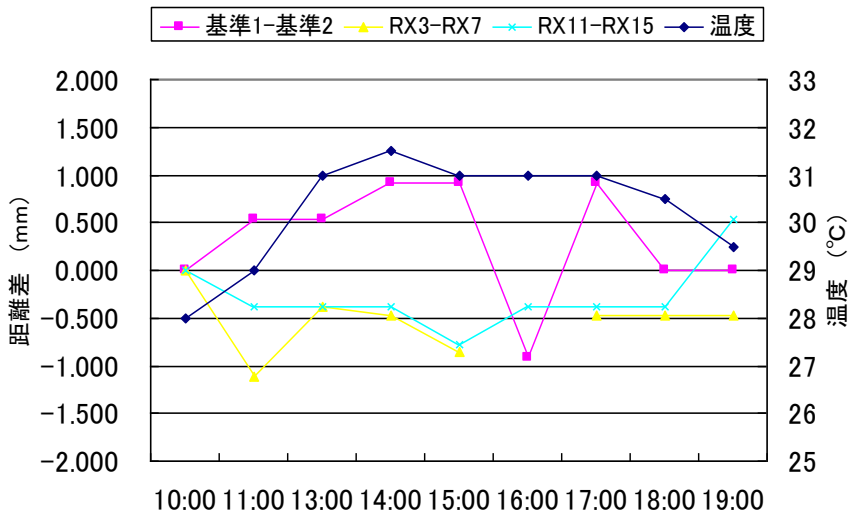


図 4.4-10　横方向（X 軸方向）の距離差と温度

ほぼ X 軸上にある距離関係が近い 2 パターンの受信センサ間距離と固定点とみなせる基準 1 と基準 2 の間の距離の距離を比較した。図 4.4-11 の通り，±1mm の範囲で，固定点と受信センサ間がともに経時変動する結果となった。受信センサ距離間の 2 パターンは変動傾向が似通ってい

るため温度への依存性があるように思われる。またそれとは別に固定点でも距離差が変動しており，座標計測の際の計測誤差も今回の距離差に含まれているものと推測される。

次に，校舎の縦方向（Y 軸方向）は Rx#3 と Rx#15 の間の距離 ，Rx#4 と Rx#13 の間の距離，Rx#6 と Rx#11 の間の距離を比較する。（図 4.4-11，図 4.4-12）

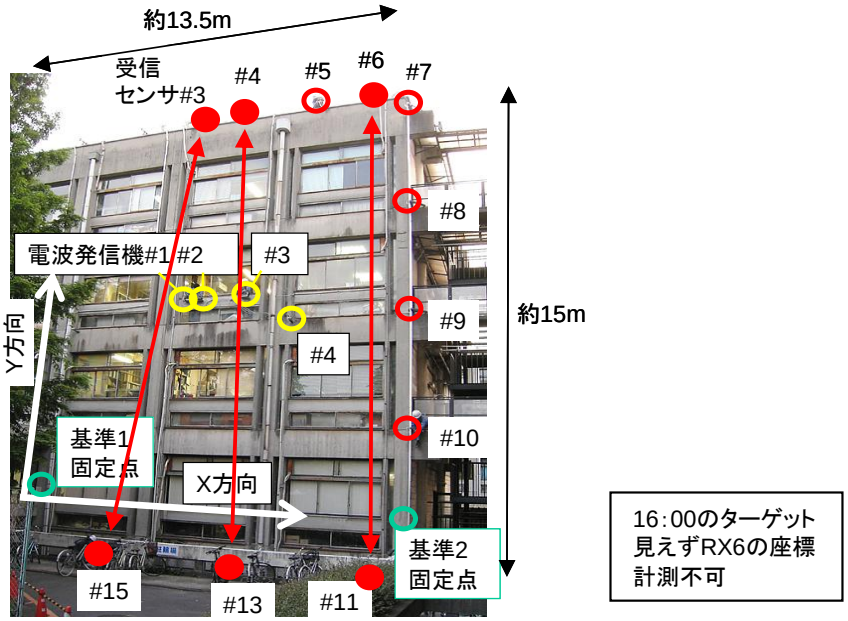


図 4.4-11　Rx#3 と Rx#15 の間の距離 ， Rx#4 と Rx#13 の間の距離，Rx#6 と Rx#11 の間距離の比較

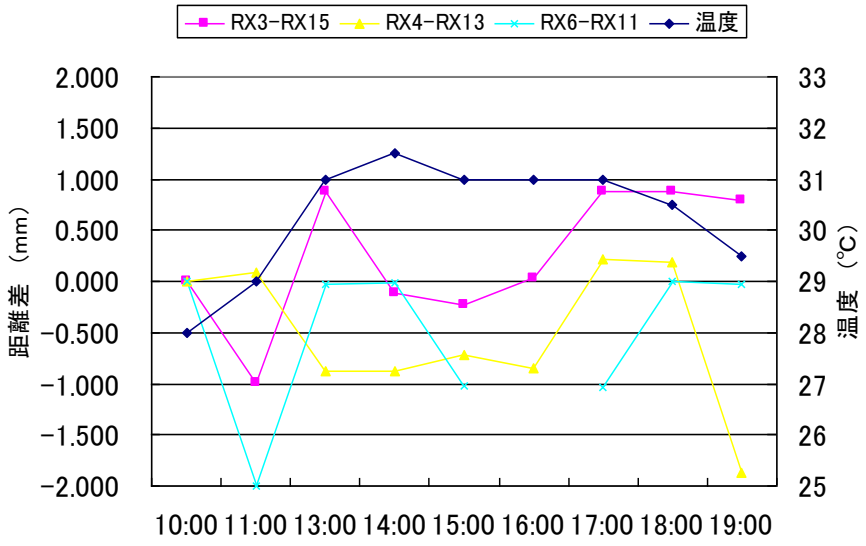


図 4.4-12　縦方向（Y 軸方向）の距離差と温度

縦方向に関しては，比較できる固定点がないため，ほぼ Y 軸上にある校舎の屋上と地面の受信センサで距離関係がほとんど同一の 3 パターンで変動計測の比較を行った。図 4.4-12 を見る限り温度に依存しているかを特定することは出来ないが，やはり横方向と同様な要因が推測される。

(ii) 測位置結果と温度の関係

図 4.4-13 は X 軸計測値結果と温度の比較，図 4.4-14 は Y 軸計測値結果と温度の比較である。また，表 4.4-1 は発信機 Tx#1～3 の測位結果である。

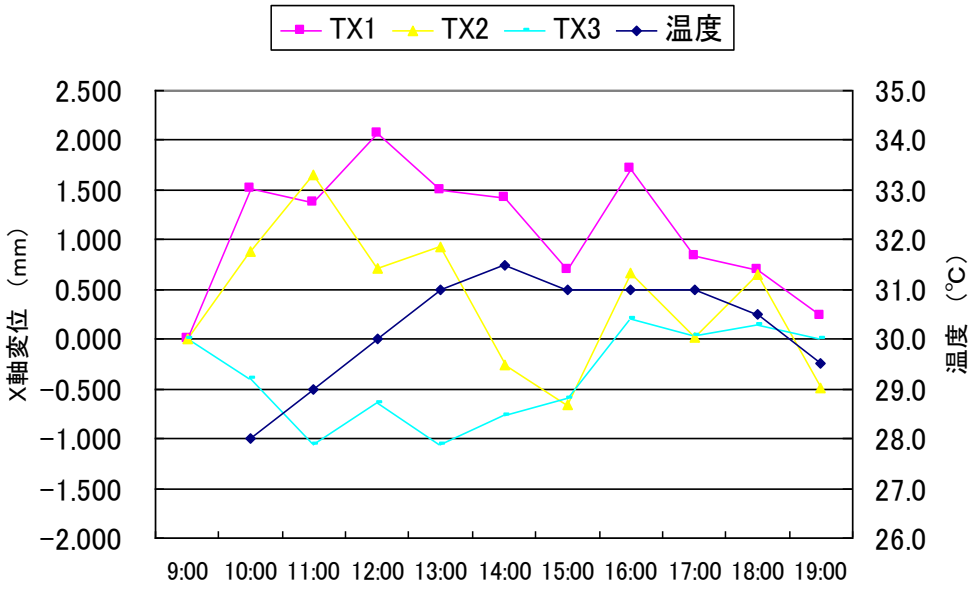


図 4.4-13　X 軸計測値結果と温度の比較

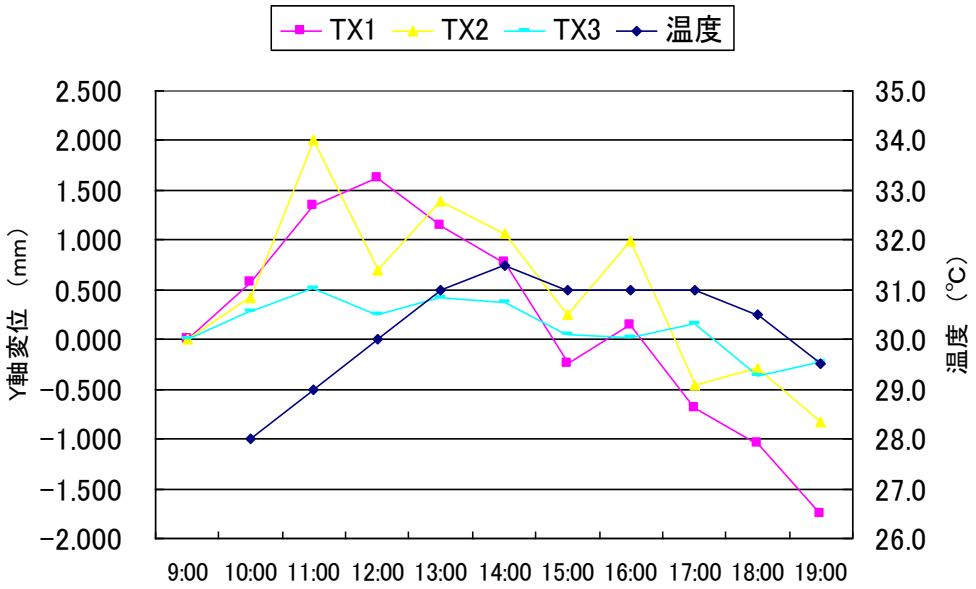


図 4.4-14　Y 軸計測値結果と温度の比較

表 4.4-1　Tx#1～3 の測位結果

時間	温度	Tx1-X	Tx1-Y	Tx2-X	Tx2-Y	Tx3-X	Tx3-Y
9:00		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
10:00	28.0	1.517	0.567	0.880	0.421	−0.400	0.285
11:00	29.0	1.375	1.342	1.654	2.009	−1.054	0.507
12:00	30.0	2.073	1.614	0.713	0.701	−0.651	0.253
13:00	31.0	1.505	1.141	0.936	1.385	−1.054	0.422
14:00	31.5	1.416	0.766	−0.252	1.071	−0.764	0.376
15:00	31.0	0.703	−0.247	−0.665	0.246	−0.599	0.056
16:00	31.0	1.722	0.149	0.660	0.997	0.209	0.020
17:00	31.0	0.834	−0.690	0.025	−0.460	0.040	0.165
18:00	30.5	0.704	−1.046	0.648	−0.288	0.143	−0.361
19:00	29.5	0.240	−1.759	−0.489	−0.830	0.001	−0.223
標準偏差		0.646604	1.051689	0.70422	0.854383	0.475889	0.269981

測位置結果と温度の比較において，時間経過による発信機の測位置変位と時間経過による温度変位が類似した傾向となった。また，各発信機 Tx#1～3 の測位置を比較すると，X 軸の各発信機の変位および Y 軸の各発信機の変位とも傾向が類似している。気温による発信機と受信センサの位置評価の実験を行った結果,発信機と受信センサの計測値が経時的に変化することを確認した。しかしながら本実験では，その要因が温度変化によるものであるか，光学測量器で計測する際の計測誤差であるか特定できるまでのデータは取得できなかった。計測値の変動が周期的に発生することを確認するためには長期実験が必要である。こういった考察から次項では，発信機，受信機に熱電対計を取り付けて長期的な装置の温度変化を調べる試みを行った。

4.4.3 機器の温度と精度の関係

前項において，気温と発信機，受信センサの位置関係を調べる実験を行った結果，発信機と受信センサの計測値が経時的に変化することを確認した。しかしながらその要因が温度変化によるものであるか，光学測量器で計測する際の計測誤差であるか特定できるまでのデータは取得できなかった。計測値の変動が周期的に発生することを確認するためには長期にわたる変位計測実験が必要である。そこで，本節では発信機，受信センサに熱電対温度計を取り付け，温度変化と精度の関係を調べ，ディジタルフィルタを作成し系統誤差を取り除くことを試みた。

(1)　熱電対温度計設置状況

本手法を用いる上で生じる誤差のうち，系統誤差が温度に依存していることを検証する実験を行った。本手法のシステムの中で温度による影響を受けると考えられるのは，発信機，受信センサ，それらを取り付けている金属のジグである。本実験では発信機，受信センサ，取り付け金具に熱電対温度計を設置し，発信機，受信センサの温度を測定した。また同時に温度計を用いて気温を計測した。

図 4.4-15～図 4.4-17 に熱電対温度計設置状況を示す。図 4.4-15 は発信機取り付け金具への設置状況,図 4.4-16 は屋上受信センサセンサ取り付け金具への熱電対温度計設置状況,図 4.4-17 は地下受信センサ取り付け金具への設置状況写真である。データロガは屋上センサの計測に 1 台，壁面に取り付けたセンサの計測に 1 台，地下センサの計測に 1 台を使用した。本実験で用いた熱

電対温度計はT型熱電対温度計（銅/コンスタンタン）である。このT型熱電対温度計は電気抵抗が小さく，熱起電力が安定しており，精密な温度測定に広く利用されている。熱電対温度計設置による発信機，受信センサの温度計測期間は平成18年7月～同年8月である。

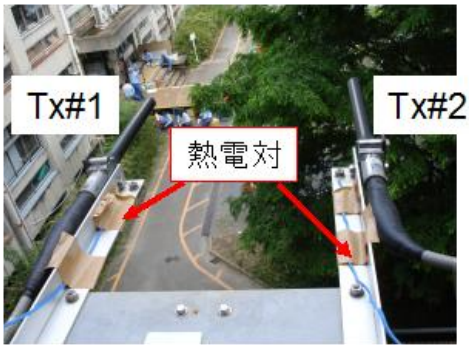


図 4.4-15　発信機への熱電対温度計設置状況

図 4.4-16　屋上受信センサ（Rx#1～6）への熱電対温度計設置状況

図 4.4-17　地下受信センサ（Rx#11～16）への熱電対温度計設置状況

(2)　周期的な計測変位の変化

図 4.4-18に発信機Tx#1のY方向位置を8月9日～8月11日の3日間連続静止状態に保って，変位を計測した結果を示す。真値は0である。縦軸は計測変位(mm)と屋上センサ温度(℃)，横軸は計測時間(hours)である。この結果から，屋上センサ温度の波形とTx#1計測変位波形が類似し

ており，温度と精度には相関性があると推測される。

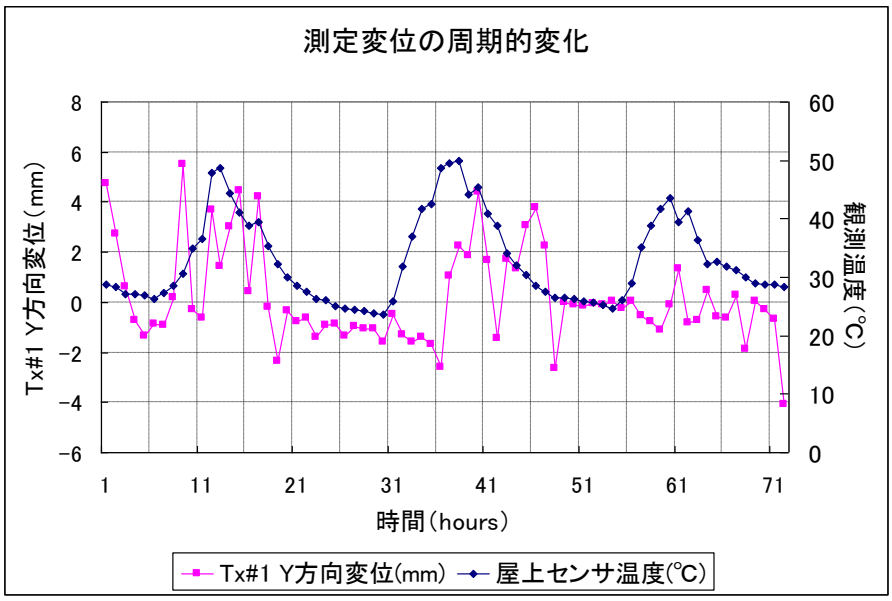


図 4.4-18　計測変位の周期的変化（8 月 9 日～8 月 11 日）

(3)　一日の温度と測定変位の経時変化

図 4.4-19 に平成 18 年 8 月 12 日の Tx#1 の観測変位と計測温度の関係を示す。Tx#1 は X，Y 方向ともに静止状態に保っていて，真値は 0 である。図 4.4-19 より，気温の上昇と共に発信機温度も上昇しており，それに伴って Tx#1 の X, Y 方向共に観測誤差が大きくなることがわかる。

また，気温と発信機の温度が最高点に達するのは午前 12 時付近である。気温と発信機温度の間には明らかな相関性が見られる。その約 2 時間後に発信機 Tx#1 の X，Y 方向共に誤差が最大となり，発信機温度・気温と観測変位誤差はピーク時が異なる。温度と誤差の間にはある程度の相関性があるように思われるが，明らかな法則を見つけるまでにはいたっていない。

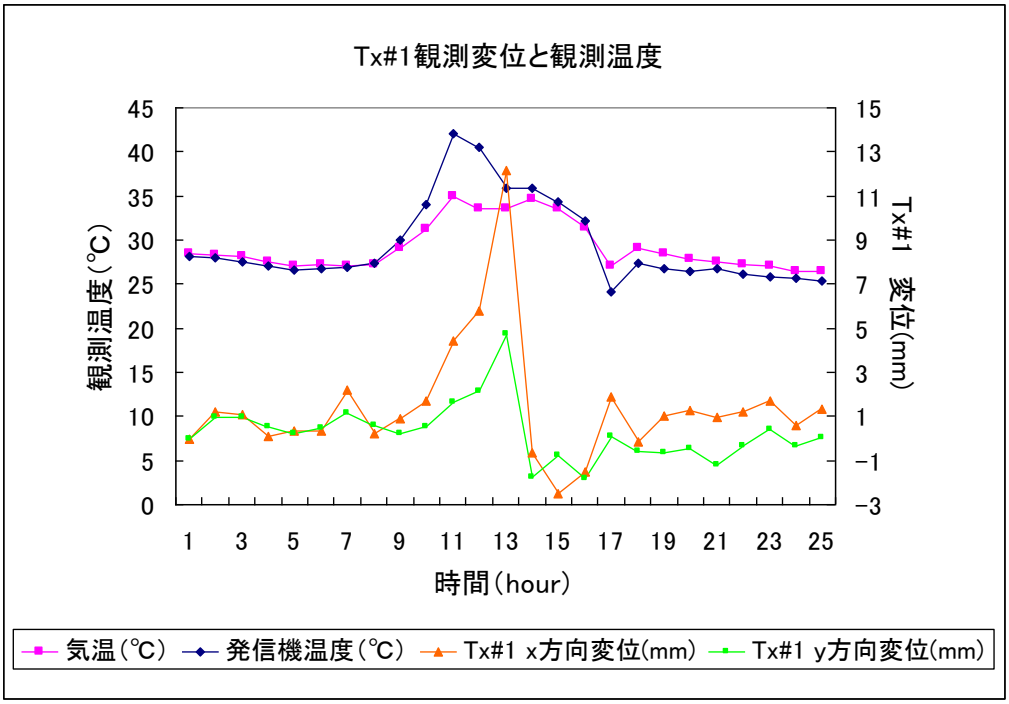


図 4.4-19　Tx#1 観測変位と観測温度の関係

(4)　屋上データと地下データの比較

京都大学校舎に設置した受信センサのうち，温度の影響を大きく受けると考えられるのは Rx#1～Rx#6 の 6 センサである。これらのセンサは屋上に設置され，遮光屋根をつけない状態で計測を行っている。このため，日中と夜間の温度変化による影響を最も受けると考えられる。一方，温度の影響を比較的受けないと考えられる受信センサは Rx#11～Rx#16 である。これらは地下のドライエリアに設置されてあり，日光にあたりにくく温度変化による影響を受けにくいと考えられる。これらの受信センサが受ける温度による影響と精度の関係を調べるため，屋上センサのみを用いて算出した発信機 Tx#1～3 の X，Y 軸方向の変位と地下センサのデータのみを用いて算出した発信機 Tx#1～3 の X，Y 方向変位を図 4.4-20～図 4.4-22 に示す。発信機 Tx#1～3 は連続静止状態に保ち，真値は 0 である。また，表 4.4-2 に図 4.4-20～図 4.4-22 の各発信機の計測変位の平均値と標準偏差 σ を示す。

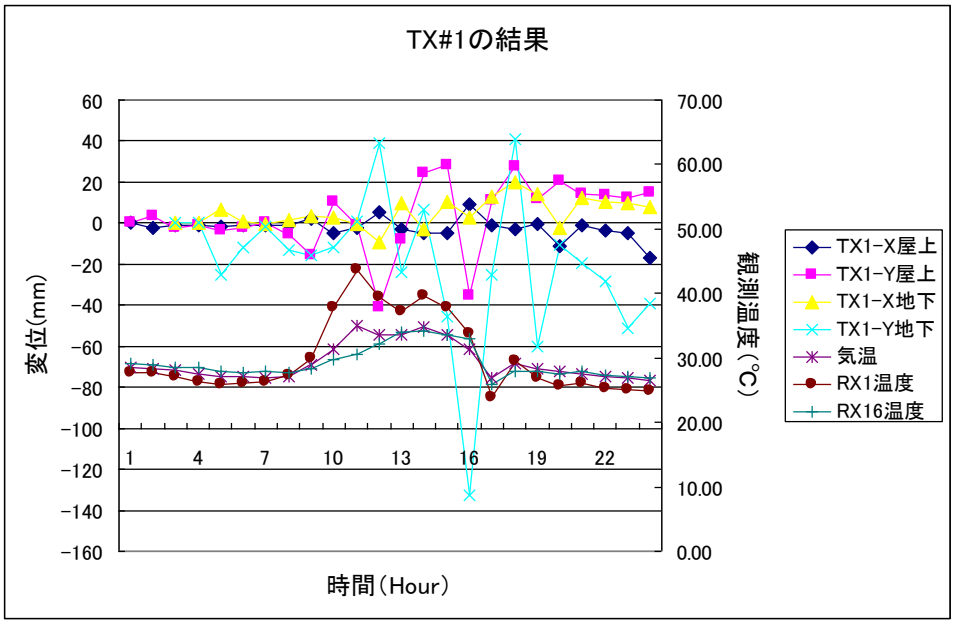


図 4.4-20　Tx#1 変位（屋上データのみと地下データのみの比較）

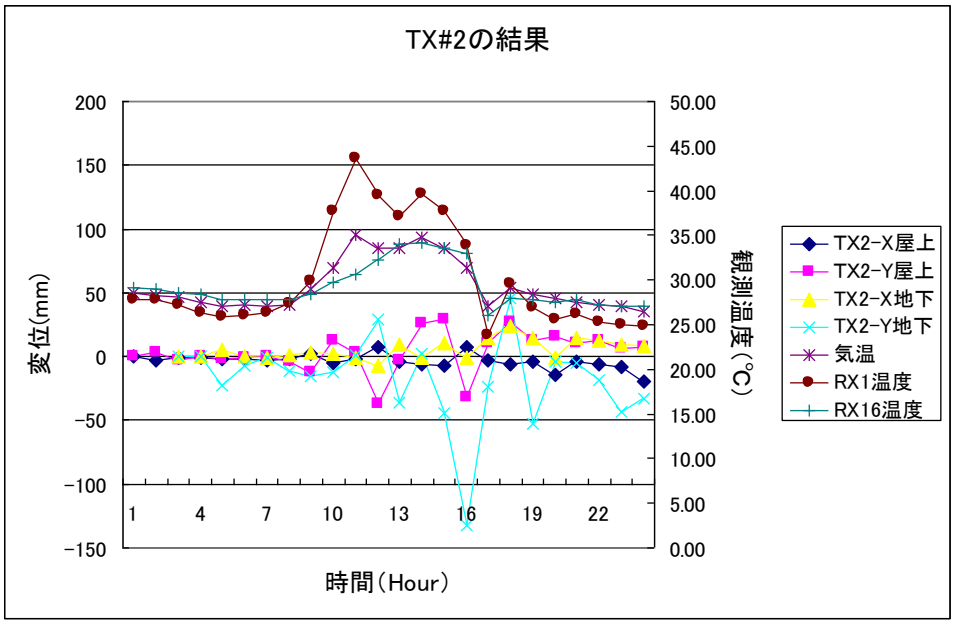


図 4.4-21　Tx#2 変位（屋上データのみと地下データのみの比較）

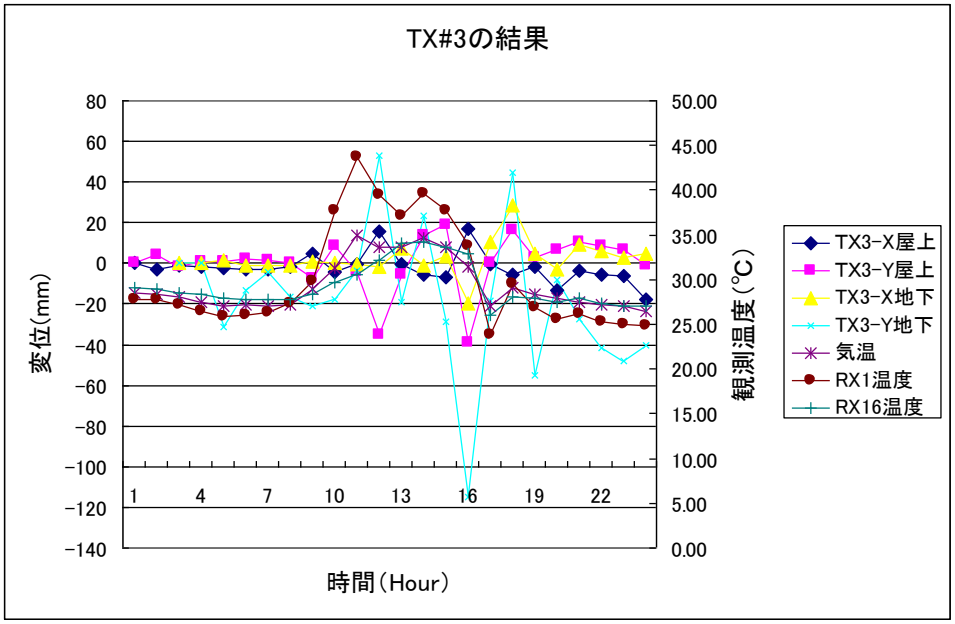


図 4.4-22　Tx#3 変位（屋上データのみと地下データのみの比較）

表 4.4-2　Tx#1～3 の各方向変位の標準偏差σ（mm）

	Tx#1				Tx#2			
	X 方向		Y 方向		X 方向		Y 方向	
	平均値	σ	平均値	σ	平均値	σ	平均値	σ
屋上データ	-2.38	4.81	3.32	17.10	-3.72	5.60	3.56	15.71
地下データ	5.33	6.63	-29.07	43.69	5.80	7.33	-27.32	41.68

	Tx#3			
	X 方向		Y 方向	
	平均値	σ	平均値	σ
屋上データ	-2.16	7.20	0.36	13.26
地下データ	1.35	9.49	-28.96	43.42

図 4.4-20～図 4.4-22，表 4.4-2 より，発信機 Tx#1～3 において，地下のみのデータを用いたケースに較べて屋上データを用いたケースのほうが平均値の計測値のずれが大きいことがわかった。温度の影響のみを考慮すると屋上データのみを用いたケースの方が精度が悪くなると予想されることから，この結果には他の要因も関係していると考えられる。一番に考えられる要因は受信センサ配置に依存して変化する DOP による違いである. 本事例における DOP に関する考察は 4.4.4 にて述べる。

(5) 系統誤差を取り除くディジタルフィルタの作成

温度と精度の間に相関性が見られたことから，温度による影響の大小によって，測定結果から誤差を取り除く操作が必要であると考える。したがって，ディジタルフィルタを作成することで系統誤差として温度の影響を取り除くことができる。現在提案することができるディジタルフィルタの概要は以下の通りである。

① 図 4.4-20 より,ある温度を超えた後に誤差が急激に大きくなる傾向が見られることから，閾値となる温度以上では誤差が大きくなると仮定し，閾値を設定する。厳密に閾値となる温度の決定に関しては，温度を一定に保った空間で取り付けジグがどれだけ伸縮するかといった，温度と精度の相関性を調べる実験が必要である。本節では暫定的に観測発信機温度の平均値である 29℃をひとつの指標と考えた。

② その温度を超える温度が観測される時刻（時刻 n とする.）におけるデータを，その一点前後（時刻 n－1 と時刻 n + 1）のデータの平均値に置き換える。

系統誤差を取り除くフィルタリング処理を行った一例を示す。図 4.4-23 は Tx#1 の X 方向計測値にフィルタリング処理を行った際のデータと計測値との比較である。また，表 4.4-3 に計測値とフィルタリング処理データの平均値，標準偏差の比較を示す。フィルタ後に標準偏差が小さくなっているのに対し，平均値は真値からのずれが大きくなっている。この計測では発信機温度が 29 度を超えるのは午前 8 時～午後 15 時であり，この間に計測値は正，負両方の方向に大きくずれる。このため，平均値がフィルタ後のデータより真値に近くなっていると考えられる。しかし，一点ごとの真値とのずれを見るとフィルタ後のデータのほうが真値に近づいており，閾値となる温度を決定すればこのフィルタリング手法は真値を見つけ出すのに有効な手段といえる。

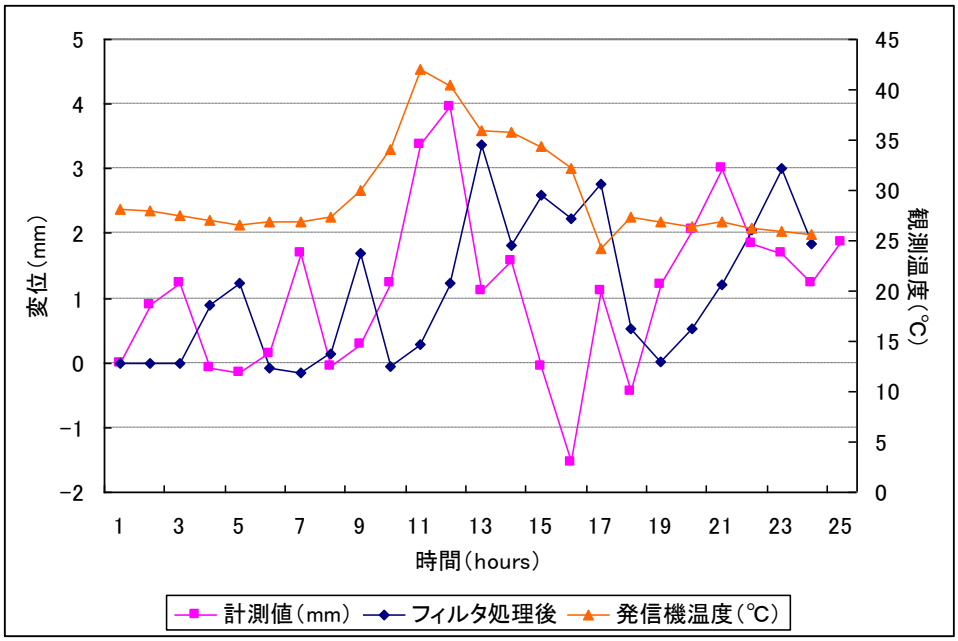


図 4.4-23　Tx#1　X 軸方向　計測値とフィルタ処理後データ

表 4.4-3　Tx#1 の計測値とフィルタ処理後の平均値，標準偏差

	平均値(mm)	標準偏差
計測値	1.08532	1.228
フィルタ	1.27624	1.030

(mm)

閾値の決定法として，今回は計測期間の観測温度の平均値を採用し，閾値以上のデータを平滑化した。しかし，今回使用したデータは夏に計測を行ったときのものであり，冬に計測を行えば外気温が氷点下を下回ることも十分に予想される。こういった季節による違いも考慮し，上述したような温度と精度の検証実験を行った上で閾値を決定する必要がある。

4.4.4 実験結果を用いた DOP と精度の関係

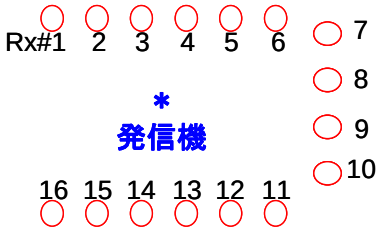
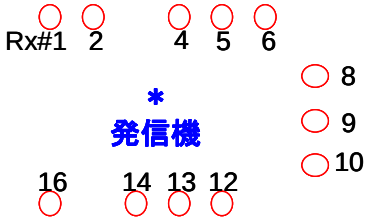
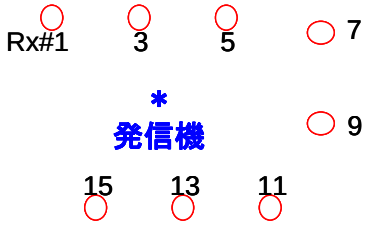
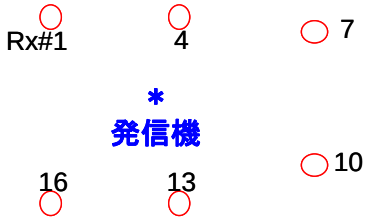
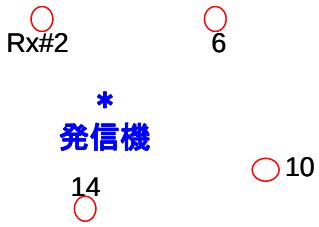
本節は，京都大学吉田キャンパスでの実験結果を用いて，偶然誤差を評価する誤差感度指標 DOP（Dilution of Precision）の検証を行う。本節でも前節までと同様に京都大学内における野外耐久性実験のデータを使用する。当実験では，屋上に 6 台，壁に 4 台，地下ドライエリアに 6 台の受信センサを設置している。これら 16 台すべての受信センサのデータを用いれば，最も高精度の計測結果が得られると考えられるが，本節では計測に用いるセンサ数を順に減らし，さらに同じ受信センサ数で配置を変更した際の DOP の変化を調べる。さらに，DOP と精度劣化のキャリブレーションを行い，DOP という指標の妥当性を検討する。

(1) 受信センサ数と DOP の違い

ここでは，受信センサ数を徐々に減らしていった時の DOP の値を調べる。本章の冒頭で述べたように，当実験では屋上に 6 台，壁に 4 台，地下ドライエリアに 6 台の受信センサを設置している。これらすべての受信センサを用いた場合を配置 A と称する。

表 4.4-4 は配置 A からセンサを間引いていったときのセンサ配置パターンとその時の DOP を示したものである。受信センサは○で示し，中央に発信機位置を示している。発信機位置には左から向かって Tx#1,2,3 と発信機が存在している（図 4.4-1 参照)。配置 B～E では受信センサの配置パターンをコの字型に保ち，受信センサ数を順に減らしていった。配置 B では Rx#1～6,8～10,12～14,16 の 12 センサ，配置 C では Rx#1,3,5,7,9,11,13,15 の 8 センサ，配置 D では Rx#1,4,7,10,13,16 の 6 センサ，配置 E では Rx#2,6,10,14 の 4 センサを使用した。各パターンにおける X 方向 DOP，Y 方向 DOP，Total DOP は発信機と使用した受信センサの座標を用いて，4.3.2(4)において示した数式から導出した。各パターンの DOP を比較すると，受信センサ数が多いほど DOP が低下し，精度が向上する傾向があることが明らかとなった。

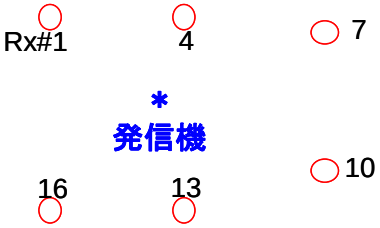
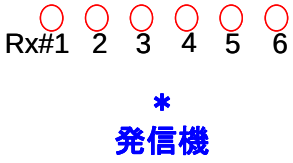
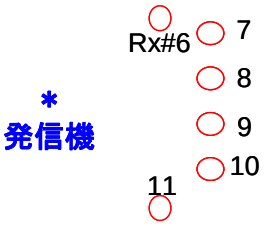
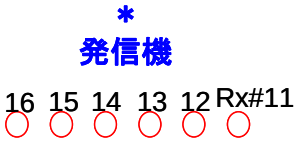
表 4.4-4　センサ使用パターンと DOP

配置	使用センサ		X DOP	Y DOP	Total DOP
A	 Rx#1～16（16 センサ）	Tx#1 Tx#2 Tx#3	0.542 0.532 0.501	0.300 0.298 0.293	0.619 0.610 0.580
B	 Rx#1～6,8～10,12～14,16（12 センサ）	Tx#1 Tx#2 Tx#3	0.589 0.579 0.548	0.355 0.353 0.347	0.688 0.678 0.648
C	 Rx#1,3,5,7,9,11,13,15（8 センサ）	Tx#1 Tx#2 Tx#3	0.759 0.745 0.702	0.429 0.426 0.420	0.871 0.859 0.818
D	 Rx#1,4,7,10,13,16（6 センサ）	Tx#1 Tx#2 Tx#3	0.810 0.804 0.797	0.486 0.484 0.479	0.945 0.938 0.930
E	 Rx#2,6,10,14（4 センサ）	Tx#1 Tx#2 Tx#3	1.162 1.135 1.067	0.616 0.612 0.596	1.315 1.290 1.222

⑵ 受信センサ配置による DOP の違い

次に，同数の受信センサを異なる配置に並べた時の DOP 値を調べた。ここでは，6 つの受信センサを用いて，発信機を取り囲む配置 F や屋上の受信センサのみを用いた配置 G，壁面の受信センサのみを用いた配置 H, 地下の受信センサのみを用いた配置 I で X 方向 DOP, Y 方向 DOP, Total DOP を計算し，比較を行った。この結果より，使用するセンサ数が同じであれば発信機を取り囲む配置の方が DOP が小さくなる傾向が読み取れる。また，配置 G と配置 I では配置がほぼ同じであるにも関わらず，DOP 値が大きく違う。これは発信機と受信センサの相対的な位置関係の違いによるものと考えられる。配置 G と配置 I では配置 G の方が発信機と受信センサの距離が近く，発信機からみた受信センサの広がりが大きい。本計測手法は電波の位相差を計測するものであり，位相差が多く検出できるような配置，つまり各受信センサと発信機までの距離差が大きくなるような配置において DOP 値が向上する。こういった理由により配置 G の方が配置 I と較べて DOP 値が良いことが説明される。

表 4.4-5　センサ使用パターンと DOP

配置	使用センサ		X DOP	Y DOP	Total DOP
F	 Rx#1,4,7,10,13,16（6 センサ）	Tx#1 Tx#2 Tx#3	0.810 0.804 0.797	0.486 0.484 0.479	0.945 0.938 0.930
G	 Rx#1～6（6 センサ）	Tx#1 Tx#2 Tx#3	1.010 0.987 1.192	5.264 5.255 5.315	5.360 5.347 5.447
H	 Rx#6～11（6 センサ）	Tx#1 Tx#2 Tx#3	2.578 2.457 1.993	0.661 0.645 0.576	2.662 2.540 2.074
I	 Rx#1,4,7,10,13,16（6 センサ）	Tx#1 Tx#2 Tx#3	1.614 1.453 1.384	9.457 9.383 9.590	9.594 9.495 9.690

(3) 受信センサ使用パターンと DOP

次に，DOP と精度劣化の相関性について述べる。F～I の受信センサ配置で DOP を計算し，各受信センサから得られたデータのみを用いて測位計算を行った。測位計算を行った発信機は Tx#1 である。また，計測期間は 24 時間であり，その間発信機は静止状態に保っている。ここでは前節で述べた温度補正は行っていないため，真値は 0 回りに温度変化による変位が加ったものと考えられるが，本節では簡単のため真値を 0 として計測変位との比較を行った。

図 4.4-24～図 4.4-27 に各配置パターンに基づいてセンサを使用した際の Tx#1 の X，Y 方向の測位データを時系列表示した。各ケースにおける測位データの平均値，標準偏差は表 4.4-6 の通りである。

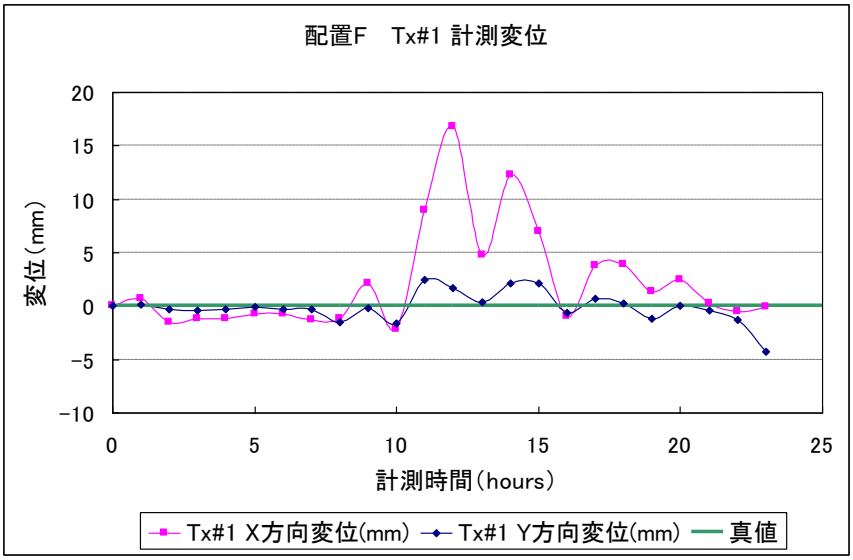


図 4.4-24　配置 F における Tx#1 の X，Y 方向変位

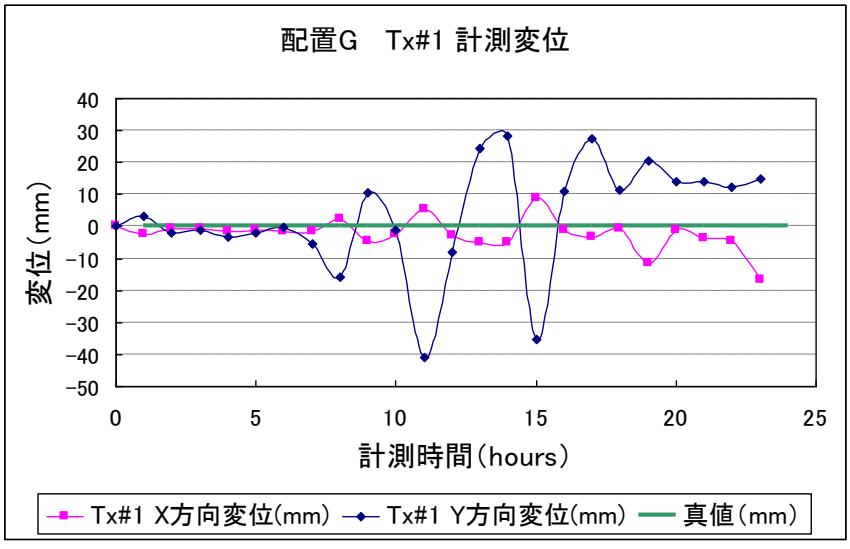


図 4.4-25　配置 G における Tx#1 の X，Y 方向変位

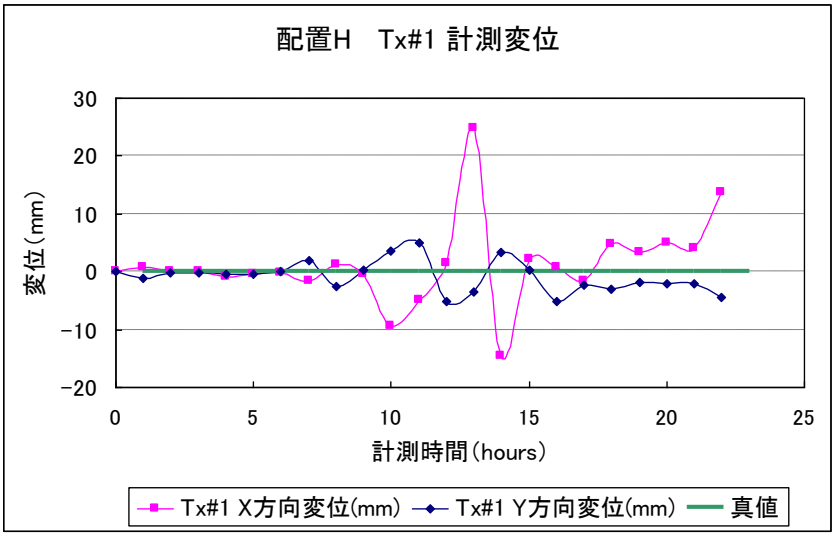


図 4.4-26　配置 H における Tx#1 の X，Y 方向変位

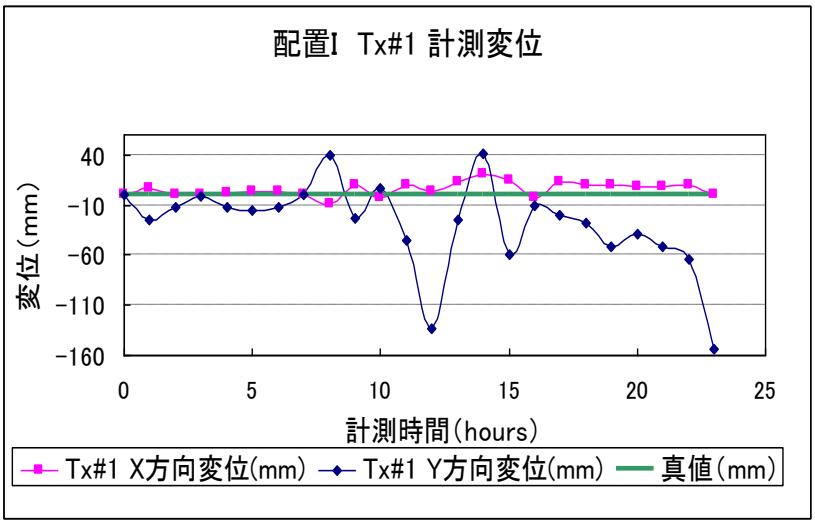
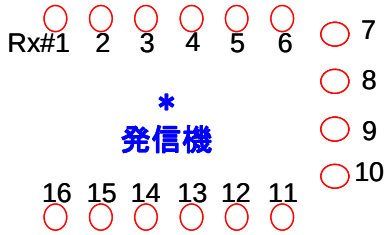
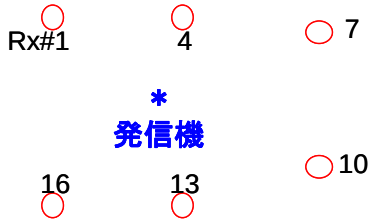
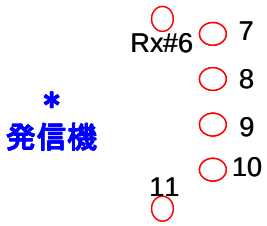
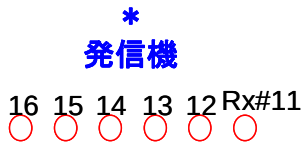


図 4.4-27　配置 I における Tx#1 の X，Y 方向変位

表 4.4-6　各センサ配置における計測データの平均値，標準偏差

配置	使用センサ		X 方向	Y 方向	Total
A	 Rx#1,4,7,10,13,16（6 センサ）	DOP 平均値(mm) 標準偏差	0.542 1.085 1.228	0.300 -0.127 0.624	0.619 1.430 1.023
F	 Rx#1,4,7,10,13,16（6 センサ）	DOP 平均値(mm) 標準偏差	0.810 2.202 4.676	0.486 -0.115 1.367	0.945 3.510 3.952
G	 Rx#1～6（6 センサ）	DOP 平均値(mm) 標準偏差	1.010 -2.379 4.189	5.264 3.323 17.10	5.360 13.668 11.47
H	 Rx#6～11（6 センサ）	DOP 平均値(mm) 標準偏差	2.578 1.235 7.054	0.661 -0.867 2.564	2.662 5.067 5.941
I	 Rx#1,4,7,10,13,16（6 センサ）	DOP 平均値(mm) 標準偏差	1.614 5.333 6.635	9.457 -29.071 43.69	9.594 37.382 36.47

（mm）

図 4.4-28 に各ケースの Total DOP と Total 変位計測結果の標準偏差の関係を示す。横軸に Total DOP，縦軸に発信機 Tx#1 の全方向変位の標準偏差を示している。本項での検討で，DOP と発信機の測位誤差が相関性を持っていることが明らかとなった。したがって，DOP という指標が偶然誤差を評価する指標として有効であると考えられる。

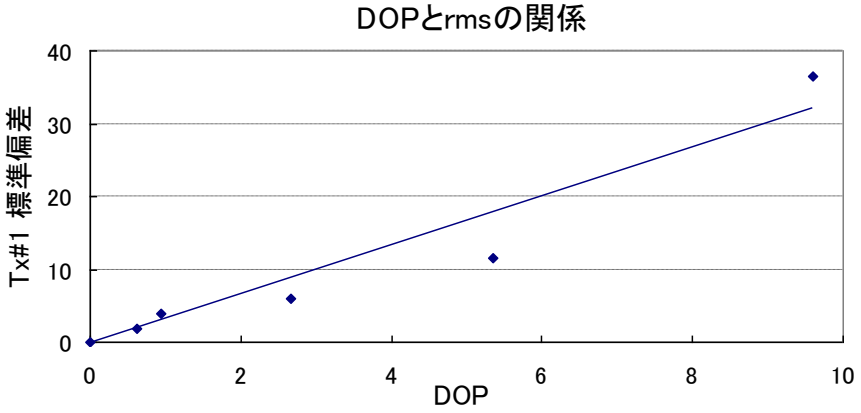


図 4.4-28　Total DOP と標準偏差（mm）の関係

(4)　ディジタルフィルタによるデータ平滑化

これまでの検証により，偶然誤差が DOP に依存する傾向が明らかとなった。また，センサ数を増やして発信機を取り囲むような配置にすることで DOP 値を向上させられることを検証した。しかし，実際にはすべての斜面で例えば配置 A のように発信機を受信センサで取り囲むような配置が可能であるとは限らない。DOP 値が悪い場合に，DOP 値を用いて推定される測位誤差が必要とされる精度を満たさない場合には何らかの方法によって誤差を取り除く必要がある。本項では表 4.4-6 の 5 パターンの内，相対的に DOP 値が悪い配置 I において，精度を向上させるためにフィルタリング処理を行う。使用するデータは配置 I のパターンにて計測した発信機 Tx#1 の X 方向変位のデータである。この X 方向のデータにフィルタリング処理を施し，計測値から真値を見出す試みを行う。

本項で作成したディジタルフィルタについて次に説明する。

[STEP1]　入力データから直流成分を引く。直流成分とは入力データの平均値である。
[STEP2]　[STEP1]のデータにフーリエ変換をかける。
[STEP3]　フーリエ変換の結果，卓越している高周波数をカットオフ周波数＝ wc とする。
[STEP4]　カットオフ周波数 wc 以上の周波数を持つ波をカットする。
[STEP5]　逆フーリエ変換を行い，直流成分を足す。

[STEP3]～[STEP5]の操作はローパスフィルタをかけていることと同義である。

本項ではフーリエ変換の結果，1/24 程度の周期の波が卓越していたため，カットオフ周波数 wc を 1/24 とし，24 時間より大きい周期を持つ波をカットした。

図 4.4-29 に平滑化を行った結果を示す。また，表 4.4-7 に配置 I の Tx#1 の X 方向変位データとそれらに平滑化処理を行ったデータの平均値，標準偏差を示す。また，比較対象として配置 A の計測値の平均値，標準偏差を併載する。

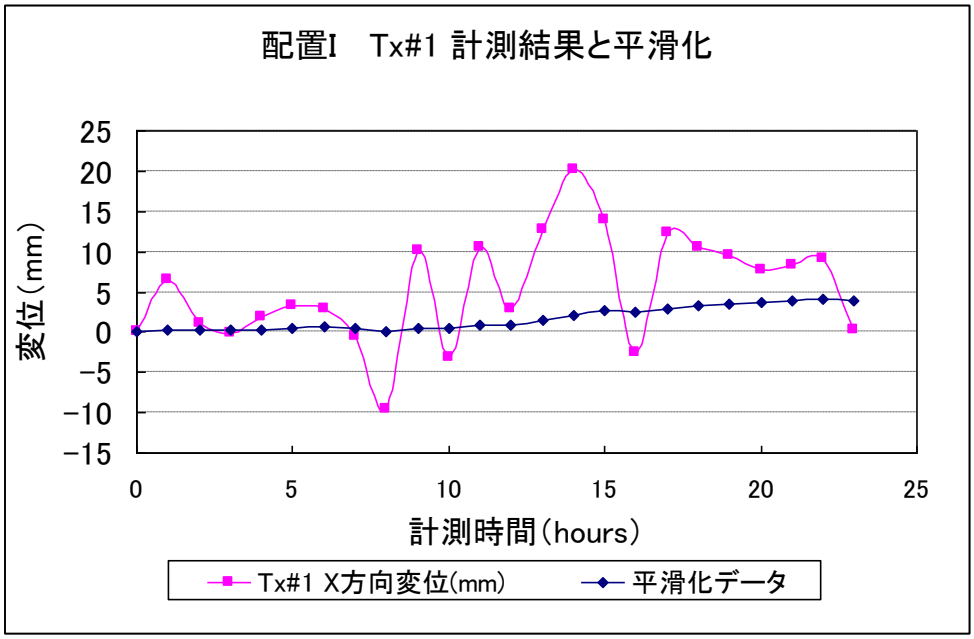


図 4.4-29　配置 I での計測結果と平滑化データ（Tx#1，X 方向）

表 4.4-7　配置 I，A における平滑化後の平均値，標準偏差

	計測値	フィルタ	配置 A
平均値	5.333	1.668	1.430
標準偏差	6.635	1.458	1.023

(mm)

平滑化処理を行うことで標準偏差を小さくすることに成功したことから，本フィルタは計測値から偶然誤差を取り除くのに有効な手段といえる。

さらに，平滑化後のデータをみてみると，20 時間後には 5mm の変位が検出されている。計測時間が長くなるにつれて計測値の平均値が真値からずれてくる傾向が出ている。また，本フィルタを使用することによって平均値も真値に近づけることに成功したが，このディジタルフィルタで系統誤差が取り除けるかどうかは 4.4.5 にて再度検討する。

(5) 屋上データと地下データの比較

本節では 4.4.3 において京都大学校舎に熱電対温度計を設置し，温度の影響を大きく受ける屋上の受信センサのみを用いて変位計測を行った配置 G と，温度の影響を比較的受けない地下の受信センサのみを用いて変位計測を行った配置 I の結果比較について再考する。表 4.4-8 は各ケースでの Tx#1～3 の各方向変位の平均値と標準偏差である。

表 4.4-8　Tx#1～3 の各方向変位の平均 2 乗誤差（再掲）

	Tx#1			
	X 方向		Y 方向	
	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差
配置 G	-2.38	4.81	3.32	17.10
配置 I	5.33	6.63	-29.07	43.69

	Tx#2			
	X 方向		Y 方向	
	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差
配置 G	-3.72	5.60	3.56	15.71
配置 I	5.80	7.33	-27.32	41.68

	Tx#3			
	X 方向		Y 方向	
	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差
配置 G	-2.16	7.20	0.36	13.26
配置 I	1.35	9.49	-28.96	43.42

（mm）

4.4.3 でも述べたように，発信機 Tx#1～3 において，配置 I に較べて配置 G のほうが標準偏差が小さいという結果が得られている。温度の影響のみを考慮すると配置 G の方が精度が悪くなると予想されることから，この結果には他の要因も関係していると予想され，一番に考えられる要因は DOP による違いである。そこで本節では各ケースにおける発信機 Tx#1～3 の DOP の影響を考慮した。

表 4.4-9 に各ケースの X,Y,Z 方向の平均 2 乗誤差（rms 値）と DOP を示す。配置 G の DOP は配置 I の DOP と較べて概ね 1/2 程度となっている。

表 4.4-9　各ケースの X,Y,Z 方向の変動幅と DOP（上から順に Tx#1,2,3 の値）（mm）

	配置	X 方向 rms	Y 方向 rms	Total rms	X DOP	YDOP	Total DOP
配置 G (#1, 2, 3, 4, 5, 6)	○○○○○○ ＊	5.37 6.58 7.36	17.42 15.77 12.98	18.23 17.09 14.92	1.010 0.987 1.192	5.264 5.255 5.315	5.360 5.347 5.447
配置 I (#11,12,13, 14,15,16)	＊ ○○○○○○	8.66 9.15 9.38	53.19 48.79 51.09	53.89 49.64 51.94	1.614 1.453 1.384	9.457 9.383 9.590	9.594 9.495 9.690

さて，4.3 でも述べたように，DOP 値と測位誤差の関係は次式によって与えられる。

$$\varepsilon = \frac{\lambda}{2\pi} DOP \cdot \varepsilon_{\phi}$$　　ε_{ϕ} ：位相誤差の rms 値（rad）　　数式 4.4-1

つまり，測位誤差は DOP 値と比例する。このことから，配置 G の変位計測結果に DOP の比（配置 I の DOP / 配置 G の DOP）を掛け合わせた。結果を表 4.4-10～表 4.4-12 に示す。DOP の比を掛け合わせてもやはり配置 I での計測値の誤差が大きくなるという結果が出た。従って，温度，DOP 以外にも何らかの要因が精度に影響を与えていると予想される。

表 4.4-10　DOP 比を考慮した Tx#1 の測位結果

		X 方向 rms （mm）	Y 方向 rms （mm）	Z 方向 rms （mm）	X DOP	Y DOP	Total DOP
配置 G (#1,2,3,4,5,6)	計測値	5.37	17.42	18.23	1.010	5.264	5.360
配置 I (#11,12,13, 14,15,16)	計測値	8.66	53.19	53.89	1.614	9.457	9.594
	DOP 比をかけた値	8.501	31.289	32.63			

DOP比 ×1.598　DOP比 ×1.796　DOP比 ×1.79

表 4.4-11　DOP 比を考慮した Tx#2 の測位結果

		X 方向 rms （mm）	Y 方向 rms （mm）	Z 方向 rms （mm）	X DOP	Y DOP	Total DOP
配置 G （#1,2,3, 4,5,6）	計測値	6.58	15.77	17.09	0.987 DOP比 ×1.472	5.255 DOP比 ×1.786	5.347 DOP比 ×1.776
配置 I （#11,12,13, 14,15,16）	計測値	9.15	48.79	49.64	1.453	9.383	9.495
	DOP 比をかけた値	9.686	28.17	30.35			

表 4.4-12　DOP 比を考慮した Tx#3 の測位結果

		X 方向 rms （mm）	Y 方向 rms （mm）	Z 方向 rms （mm）	X DOP	Y DOP	Total DOP
配置 G （#1,2,3, 4,5,6）	計測値	7.36	12.98	14.92	1.192 DOP比 ×1.161	5.315 DOP比 ×1.804	5.447 DOP比 ×1.779
配置 I （#11,12,13, 14,15,16）	計測値	9.38	51.06	51.94	1.384	9.590	9.690
	DOP 比をかけた値	8.544	23.42	26.54			

ここで，温度，DOP 以外に考えられる誤差要因について述べる。京都大学構内実験において，精度に影響し得る要因には，マルチパス，物（人通り，自転車の量等）が挙げられる。まず，日照についてであるが，地下のドライエリアは風通しが悪い構造となっており湿気がたまりやすい。反対に，屋上センサの設置場所は回りに空気の流れを遮断するような構造物もなく風通しがよい。地下センサの方が湿気の影響は受ける可能性がある。

次に，マルチパスについてであるが，受信センサが受信する電波には発信機 Tx#1～3 から直接受信センサに到着する電波以外に，地表面や校舎壁面，他の構造物にあたって反射した電波も含まれる。屋上センサ，地下センサともに直接発信機から到着する電波以外に校舎壁面で反射した後に届く電波を受信することが予想される。これに加えて地下センサは，地表面で跳ね返った電波を多く受信している可能性が非常に高い。これは，地下センサの設置位置は地表面に非常に近いためであり，上空に何も物がない屋上センサに較べてマルチパスの影響を大きく受けると考えられる。

最後に，物の影響について述べる。京都大学構内実験にて使用した校舎の前の通りは人通りが多く，また，地下受信センサの前は自転車置き場となっている。これらの物体により電波が反射

されることの影響を地下センサは屋上センサに較べて大きく受ける可能性が否定できない。

以上の考察により，日照，マルチパス，物の影響による精度検証実験を今後行っていく必要があることを提案する。地表面に電波吸収シートを引き地表面の跳ね返りによるマルチパスの発生を防いだ測位実験や，物の影響を調べるために，平日の人通りが多い時と休日との観測結果を比較する実験等が具体的な案として挙げられる。

4.4.5 近畿技術事務所での長距離実験

本計測法の適用場所として，本研究では 4.5 で詳述するような橋脚設置工事を予定している実斜面を取り上げる。また，この現場の他に今後想定される適用場所として高速道路　法面，ダム建設時の土砂面がある。これらの現地設置想定場所では，計測点（発信機）と観測地点（受信センサ）間の距離が 100m 以上あることも予想され，本計測法の精度はこういった長距離に対する利用においても担保される必要がある。本節では実距離を想定した長距離フィールドにおいて計測，精度評価を行う目的で国土交通省近畿技術事務所のフィールドにて長距離精度検証実験を行い，その結果を評価した[199]。

(1) 実験フィールド，実験に用いた装置

図 4.4-30 に国土交通省近畿地方整備局近畿事務所の試験フィールド図を示す。計測エリアは図の中央に示した約 80m×約 50m 平方のフィールドである。発信機を取り付ける場所としてフィールドに隣接した位置（図 4.4-30 の緑色部分）に法面を作成した。法面に発信機を取り付け，受信センサを 2 つのパターンに配置する。京都大学構内実験では，Z 軸方向の変位を計測することができなかったが，実斜面においては Z 軸方向の変位計測も必須となる。Z 軸方向の精度を確保するためには受信センサを鉛直方向にも広がりを持たせて配置することが望ましい。本実験で全長 6m の受信センサ取り付け用ポールを用いた。図 4.4-30，図 4.4-31，図 4.4-34 における赤丸は発信機を，青丸は受信センサ取り付けポールの設置位置を示し，各ポールには 4 つの受信センサを取り付ける。本フィールドでの計測実施期間は平成 18 年 11 月 13 日～同年 12 月 5 日である。

(2) 実験パターン

(i) 実験 1：直線配置

発信機（図 4.4-32）と受信センサ（図 4.4-33）を図 4.4-31 のように配置する。最も高い位置の受信センサの高さは 4m とする。Tx#1 は Y, Z 軸方向に変位させ，Tx#2 は連続静止状態とし，変位計測と精度評価を行う。 直線配置における各発信機の DOP を表 4.4-13 に示す。

(ii) 実験 2：L 字配置

発信機（写真 4.5.3）と受信センサを図 4.4-34 のように配置する。X，Y 軸の各方向の DOP を同等とした配置で Tx#1 は Y 軸方向に，Tx#2 は X 軸方向に変位させ，変位計測と精度評価を行う。 L 字型配置における各発信機の DOP を表 4.4-14 に示す。

図 4.4-30　近畿技術事務所　実験フィールド図

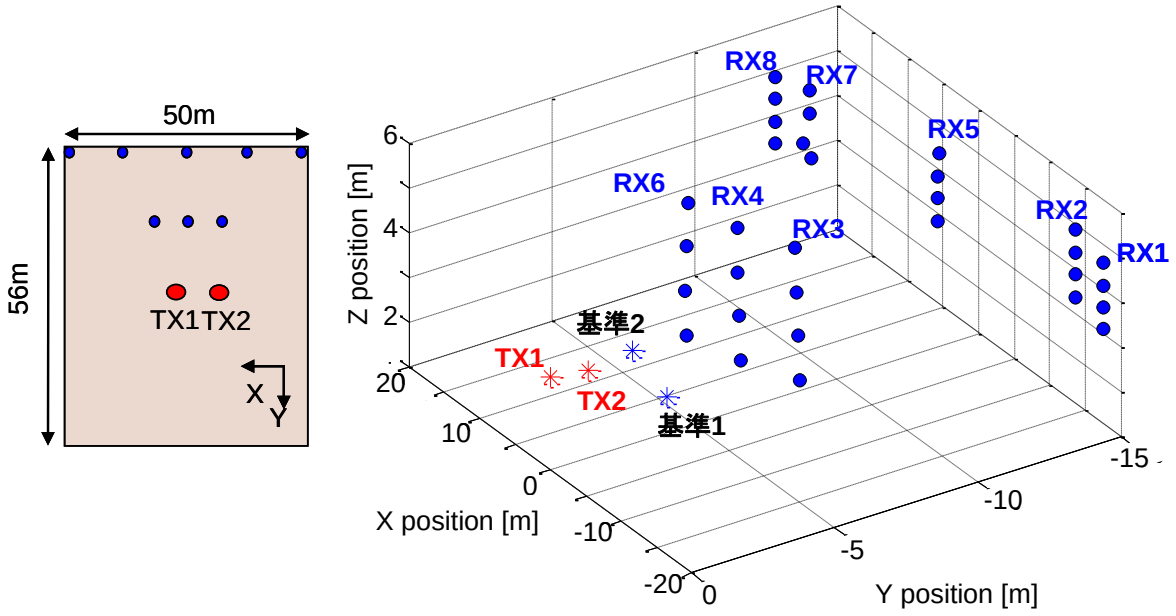


図 4.4-31　配置パターン　直線配置

表 4.4-13　直線配置での各発信機の DOP

	XDOP	YDOP	ZDOP	Total DOP
Tx#1	0.30	1.20	2.00	2.30
Tx#2	0.30	1.10	1.80	2.10

図 4.4-32　発信機（Tx#1,2）

図 4.4-33　受信センサ（Rx）

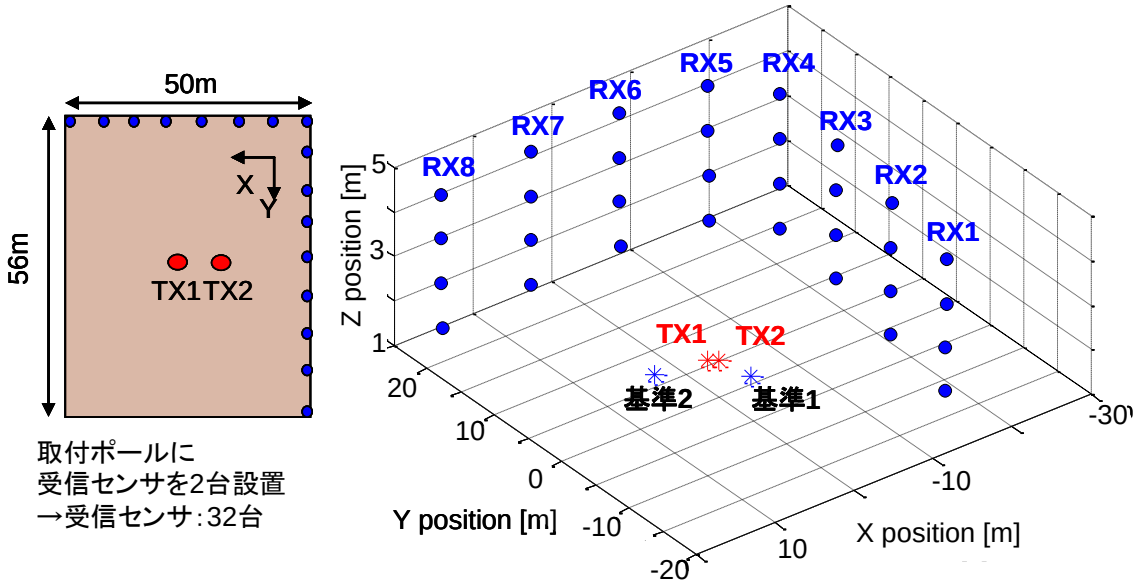


図 4.4-34　配置パターン　L 字配置

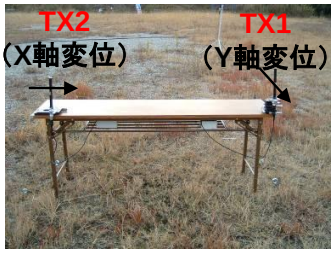


図 4.4-35　発信機（Tx1,2）

表 4.4-14　L 字型配置での各発信機の DOP

	XDOP	YDOP	ZDOP	Total DOP
Tx#1	0.397	0.359	3.538	3.578
Tx#2	0.382	0.346	3.410	3.449

(3)　実験 1：直線 2 列配置　計測結果

図 4.4-36～図 4.4-38，表 4.4-15 に計測結果の一例を示す。発信機，受信センサ取り付けポールを図 4.4-31 のように配置して，Y，Z 軸方向に発信機 Tx#1 を時間間隔 24 分で動かし，X 軸方向は静止状態に保った。本節では発信機に変位を与え，真値と計測値平均の差を検討することにより外的精度を評価する。また，計測値のぶれを検討することにより内的精度を評価する。

また，発信機 Tx#2 は全方向静止状態に保った。また，図 4.4-31 のような配置では発信機と受信センサの距離はせいぜい 25m 程度しか離れていず，本実験の目的である長距離での精度検証を十分に行うことができない。そこで，空気中を伝播する間に伝達電力が失われるという電波の性質を利用して発信機に減衰機を挿入することで電波の伝達電力を弱め，擬似的に発信機と受信機

の間の距離を延長する工夫を行った。電波が伝播するに従って伝達力が弱められる性質は自由空間損失と呼ばれ，次式で求められる[200]。

L[dB]= 32.4 +20logf+20logd　　**数式** 4.4-2

ただし，L[dB]：自由空間損失

f[dB]：周波数　（本研究では，2440MHz/時 の電波を使用している。）

d[km]：送受信点間距離

直線 2 列配置において実際は，発信機と受信センサの間の距離が d=25m であり，このときの自由空間損失は上式より，

L[dB]=　68dB

と計算できる.

発信機と受信センサ間の距離を 250m と想定すると，自由空間損失は，

L[dB]=　88dB

である。従って，空間損失の差である 20dB を減衰器の値として設定すれば，擬似的に発信機と受信センサ間を 250m 離したことになる。本実験では発信機 Tx#1 の減衰機レベルを 0dB と 20dB に設定して計測を行い，測位結果を比較した。

また，発信機と受信センサ間の距離を 500mと想定すると，自由空間損失は，

L[dB]=　94dB

である。上と同様に，空間損失の差である 26dB を減衰器の値として設定すれば，擬似的に発信機と受信センサ間を 500m 離したことになる。本実験では発信機 Tx#2 の減衰機レベルを 0dB と 26dB に設定して計測を行い，測位結果の比較を行った。

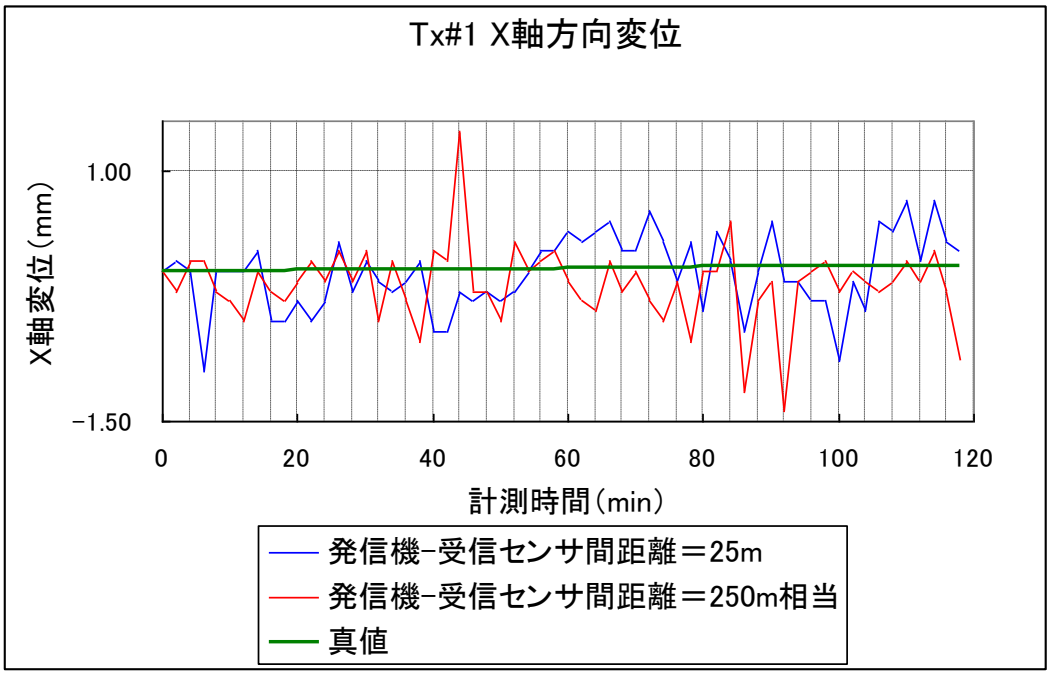


図 4.4-36　直線配置　Tx#1　X 軸方向変位

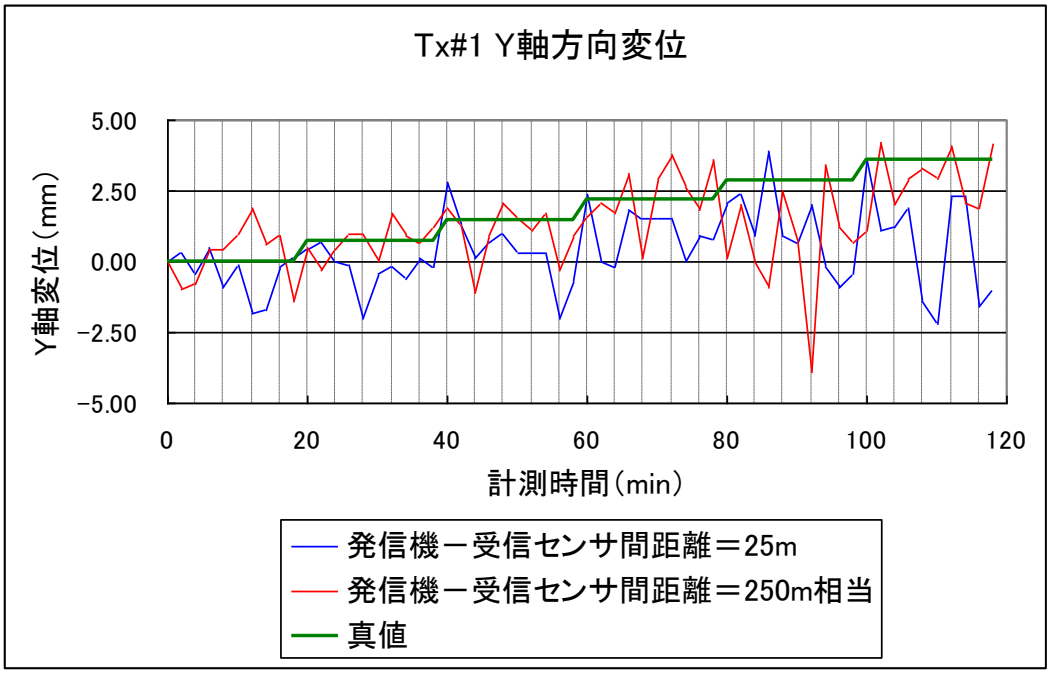


図 4.4-37　直線配置　Tx#1　Y 軸方向変位

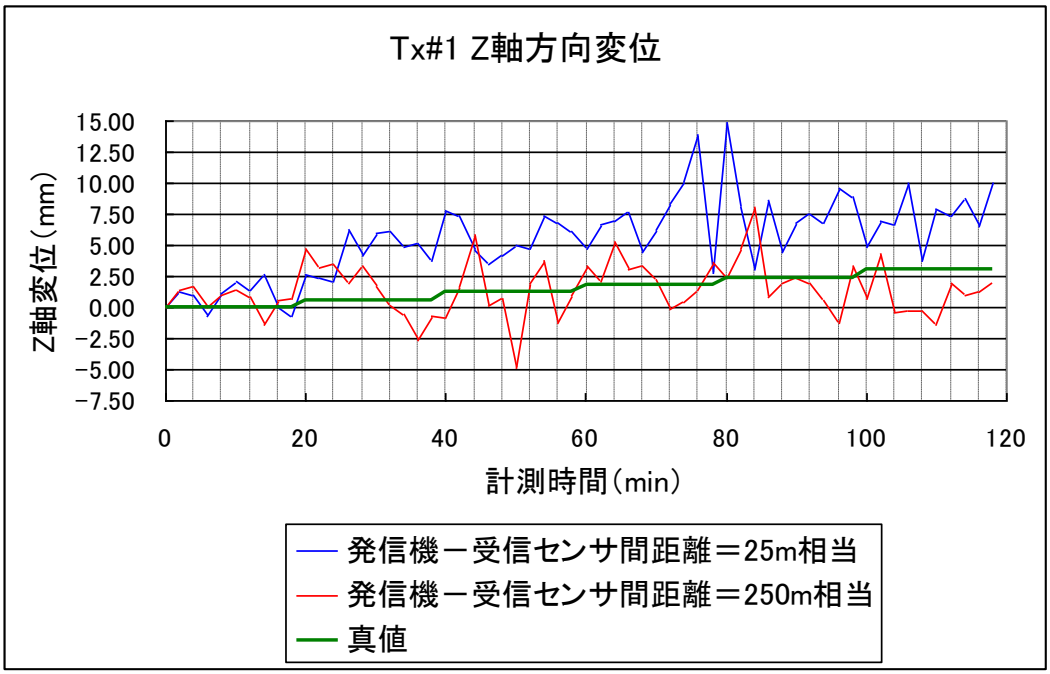


図 4.4-38　直線配置　Tx#1　Z 軸方向変位

図 4.4-36～図 4.4-38 において，発信機－受信センサ間の距離を 25m にした場合と，擬似的に 250m に設定した場合の両ケースの測位結果とも似たような傾向が得られた。また，Z 軸については発信機－受信センサ間の距離が 25m のときより 250mのときの方が平均値が真値に近い。また，X，Y 方向に関しては精度に大きな違いは見られないことから発信機－受信センサ間の距離は X，Y 方向の精度に影響を及ぼさないといえる。

また，図 4.4-39～図 4.4-41 に直線 2 列配置での Tx#2 の計測変位結果を示す。

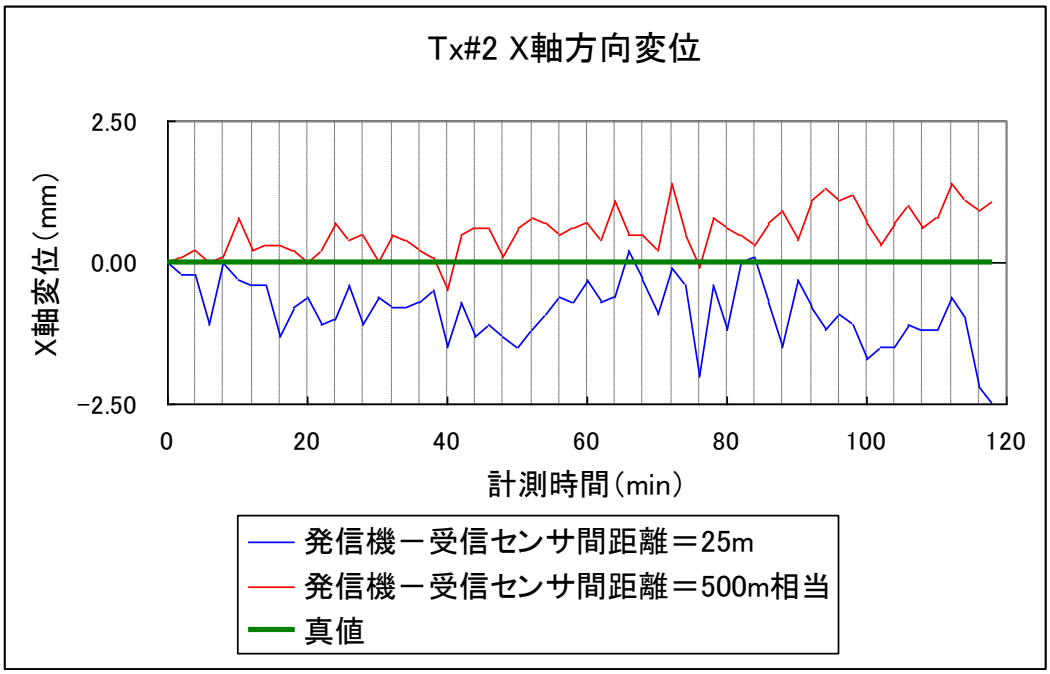


図 4.4-39　直線配置　Tx#2　X 軸方向変位

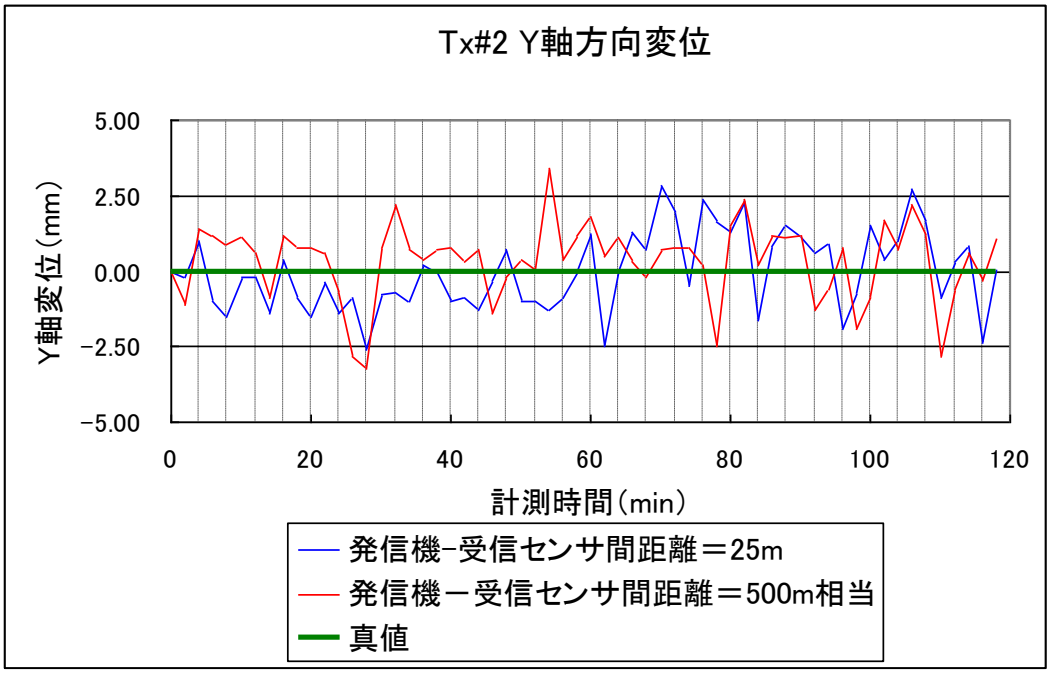


図 4.4-40　直線配置　Tx#2　Y 軸方向変位

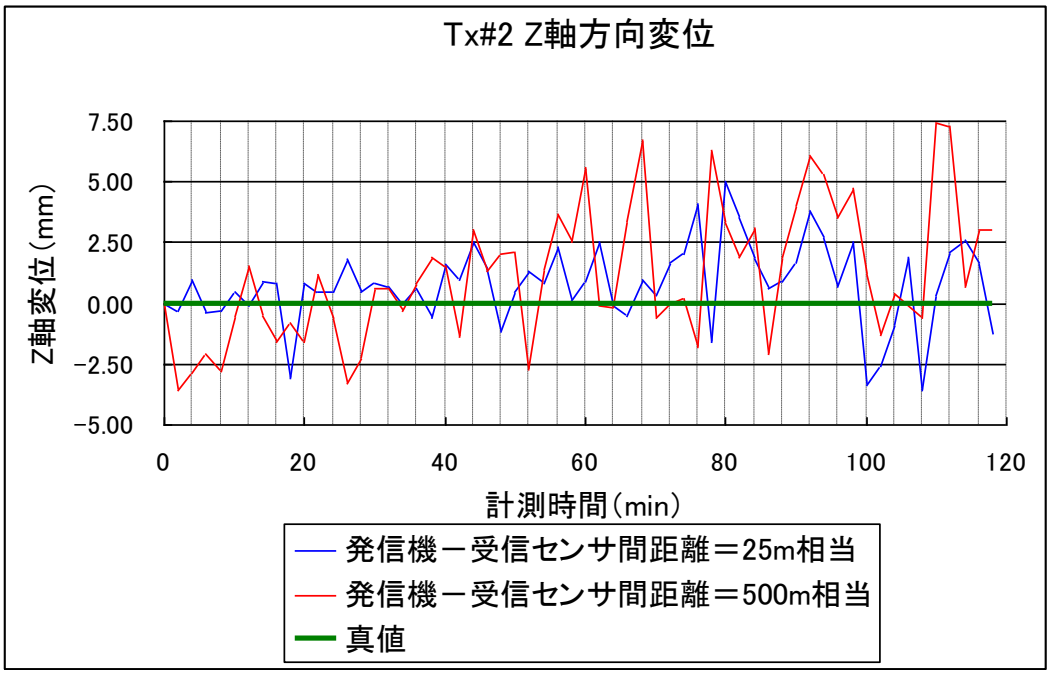


図 4.4-41　直線配置　Tx#2　Z 軸方向変位

表 4.4-15 に発信機 Tx#2 を静止状態に保ち，発信機-受信センサ間距離を 25m とした時，500m とした時（図 4.4-39～図 4.4-41）の計測値の平均値，標準偏差を示す。平均値と真値のずれが X 軸，Y 軸方向に較べて Z 軸のほうが大きくなっている。これは，発信機からみた受信センサ配置の広がりが小さいためと考えられる。X 軸方向には発信機から左右両方向に 25m ずつの広がりがあり，Y 軸方向には 28m の広がりをもつ受信センサ配置となっている。一方，Z 軸方向では受信センサの取り付け高さが最大で 4m であり，広がりが少ない。4.4.4 で述べたように，受信センサをばらまく配置にしたほうが DOP 値は小さくなり精度が向上することから，本データは DOP 値に見合った値となっていると考える。

また，発信機 Tx#1 と Tx#2 の結果を比較してみると，Tx#1 では Z 軸方向において 250m の結果が 25mの結果より良かったが，Tx#2 では全方向において 25mのほうが 500mより結果がよい。さらに，Tx#2 の X 方向変位のみ，25mと 500mのケースで計測値の正負が逆転している。

表 4.4-15　Tx#2 の直線連続静止条件での平均値，標準偏差（mm）

	X 軸方向		Y 軸方向		Z 軸方向	
	25m	500m	25m	500m	25m	500m
平均値	-0.845	0.54	-0.03	0.36	0.752	1.16
標準偏差	0.312	0.3997	1.655	1.278	2.754	2.751

図 4.4-42 は 25mと 500m の各ケースにおける計測結果の X，Y，Z の 3 軸のデータの 10 点移

動平均をとり，これらを用いて 3 次元変位を計算したである。25mと 500mとのケースでは変位に差がみられるが，25mと 500mでも計測値の傾向は似ていることが明らかとなっており，フィルタリング処理を行うことで長距離でも精度を向上させることは可能となると考えられる。さらに図 4.4-42 において偶然誤差を除去したあとにも見られるトレンドについては(5)で述べる。

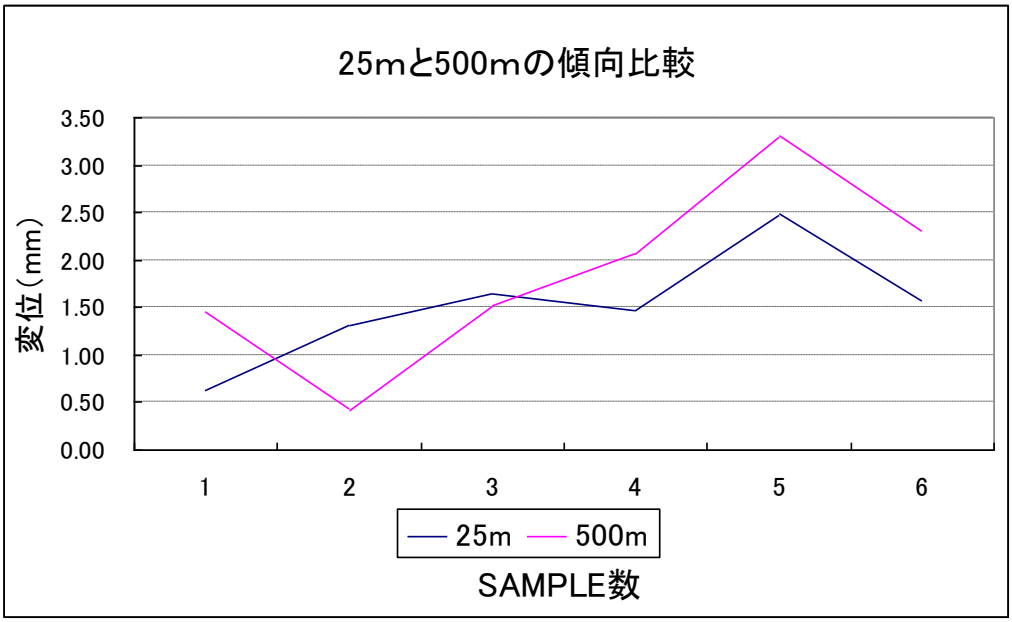


図 4.4-42　直線配置　25m，500mの傾向の比較

(4)　ディジタルフィルタによる計測結果の平滑化

本節では前項にて得られた計測結果にフィルタリング処理を施し，計測値から真値を見出す試みを行う。本節でも 4.4.4 と同じディジタルフィルタを用いた。

(i)　実験 1：直線 2 列配置　平滑化結果

直線 2 列配置において発信機-受信センサ間の距離を擬似的に 250m としたときの計測結果にフィルタリング処理を行う。本実験では変位を与えて計測しているケースについては，24 分周期で変位を与えているのでカットオフ周波数 wc を 1/24＝0.041 とした。また，変位を与えていないケースについても同様のカットオフ周波数を与えた。図 4.4-43～図 4.4-48 に，発信機 Tx#1 の各方向の平滑化結果を示す。各方向の 1 つ目の図は計測値と真値，フィルタ処理後のデータを時系列的に比較したもの，2 つ目の図は真値と平均値の比較を行ったものであり，平均値まわりに標準偏差を足し合わせた表示とした。

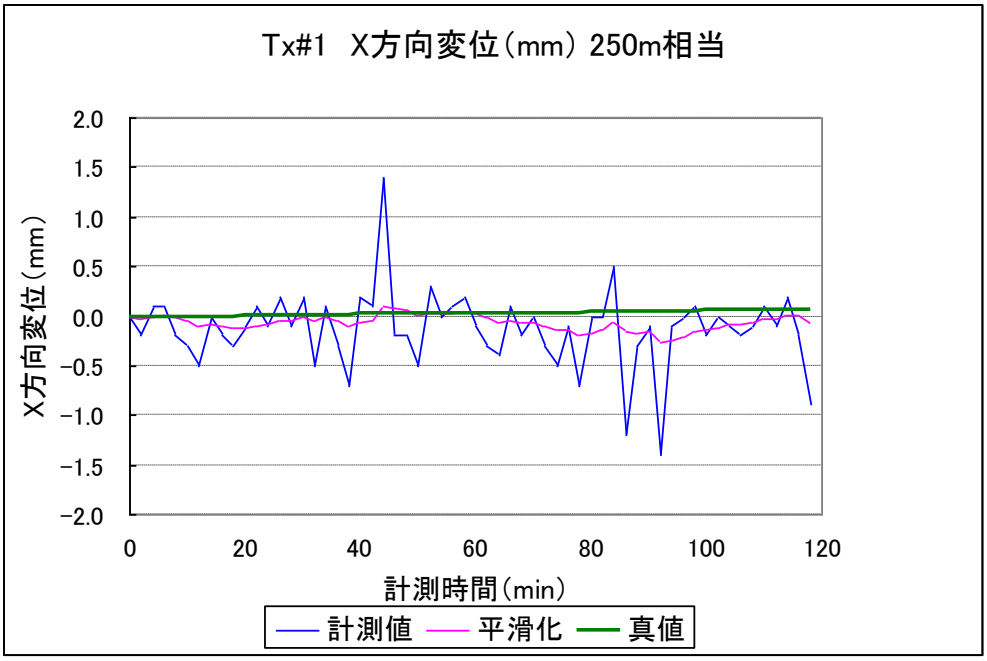


図 4.4-43　直線配置　Tx#1　X 軸方向変位フィルタリング処理結果

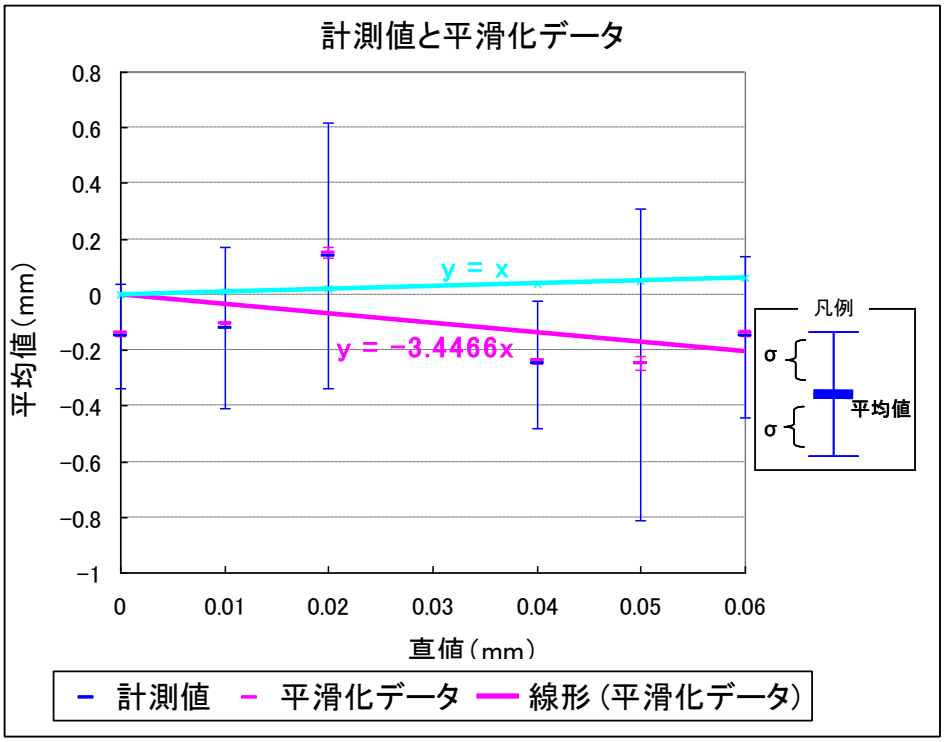


図 4.4-44　直線配置　Tx#1　X 軸方向　計測値と平滑化データの比較

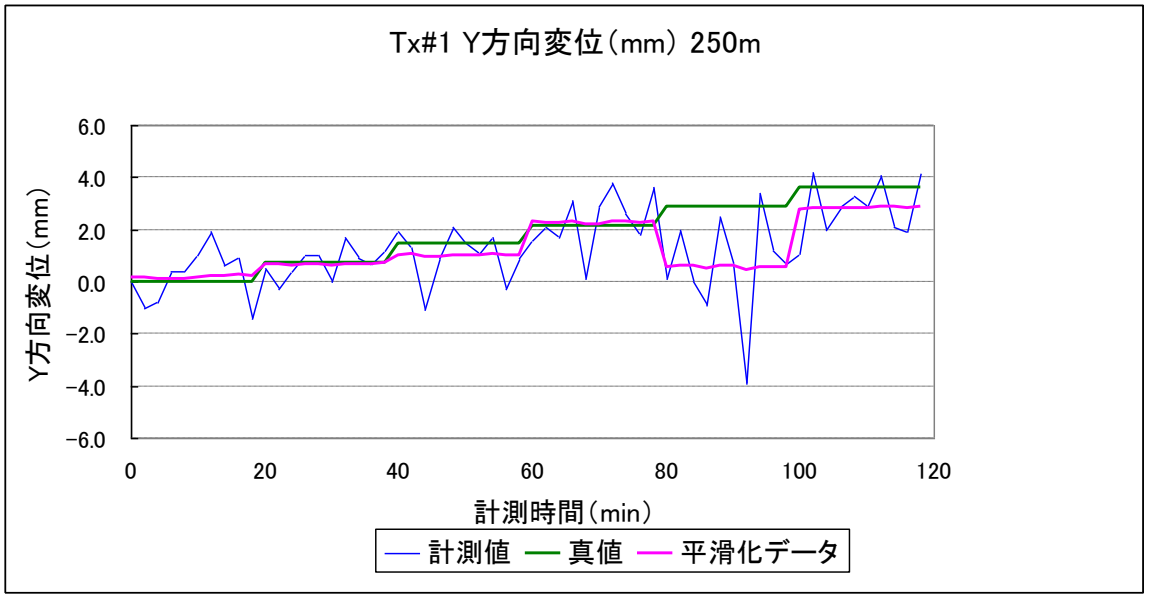


図 4.4-45　直線配置　Tx#1　Y 軸方向変位フィルタリング処理結果

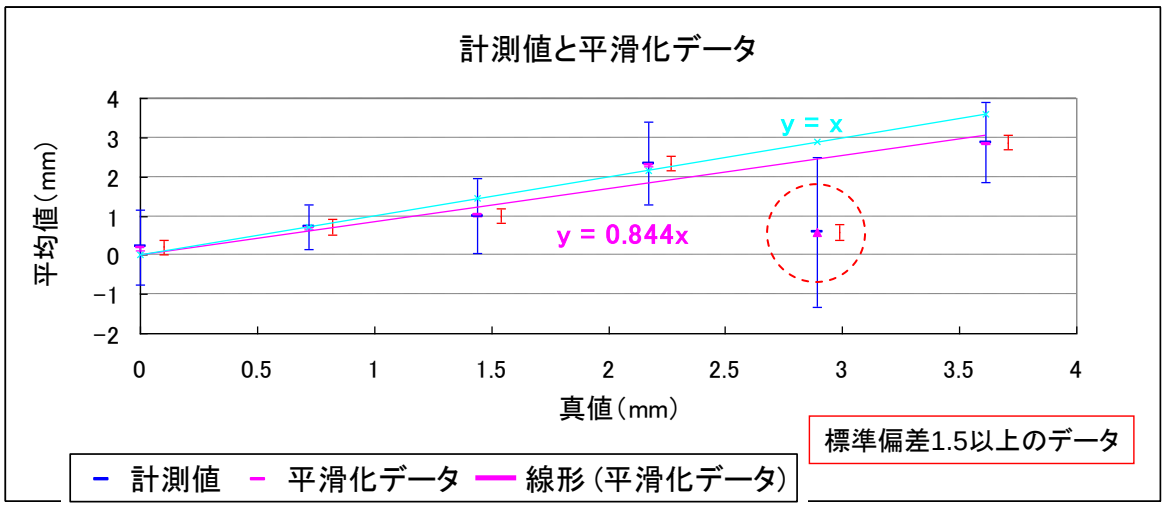


図 4.4-46　直線配置　Tx#1　Y 軸方向　計測値と平滑化データの比較

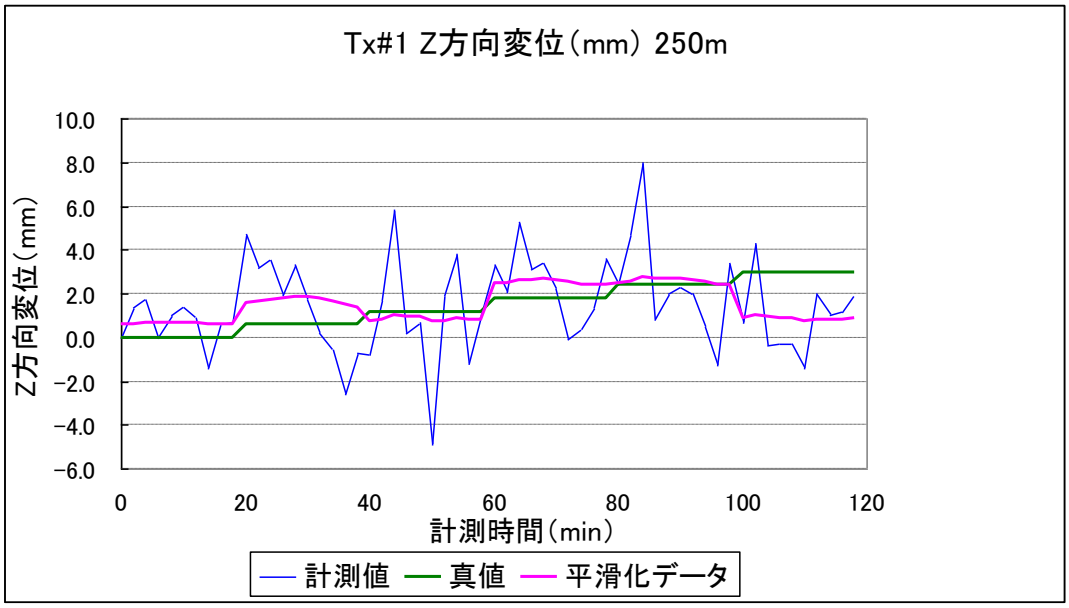


図 4.4-47　直線配置　Tx#1　Z 軸方向変位フィルタリング処理結果

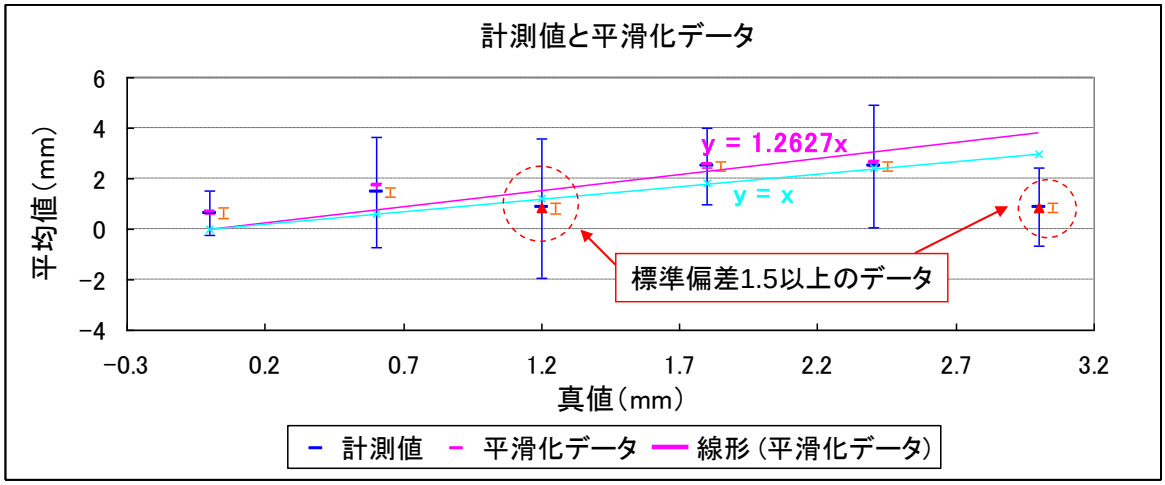


図 4.4-48　直線配置　Tx#1　Z 軸方向　計測値と平滑化データの比較

図 4.4-43～図 4.4-48 を見ると，平滑化処理を行うことで標準偏差が小さくなることは明らかである。計測値の標準偏差は X，Y 軸方向に較べて Z 軸方向が極めて大きいがフィルタ処理後のデータは各方向とも標準偏差が小さくなっていることから，本フィルタにより，計測値のばらつきである偶然誤差は取り除くことができたと考える。一方，平均値に関しては平均値と真値の比は 1：1 であることが望ましく，理想的な計測値が得られた場合，近似直線の傾きは 1 となるべきである。そこで各方向について近似直線の傾きを調べたところ，X 方向では-3.4，Y 方向では 0.655，Z 方向では 0.779 という値が得られた。ここで，Y，Z 方向では，標準偏差が 1.5 以上のデータは平均値に関しても真値からのずれが非常に大きい。標準偏差が 1.5 以上となる計測機関においては機器のバグが生じていた。このバグは発信機からの電波を受信する際に起こるものであり，さらなる検討によりこのバグを取り除く必要がある。

そこで，図 4.4-46，図 4.4-48 でのデータ整理においては標準偏差が 1.5 以上のデータを使わないものとし近似直線をひいた。そのときの近似直線の傾きは図に示すように Y 軸方向では 0.844，Z 軸方向では 1.2627 となり，理想的な傾き 1 と非常に近い。

平均値と真値の関係を見た限りでは，X, Y 軸に較べて Z 軸方向の精度が優れているといえる。計測値とフィルタ後データの間で平均値に大きな違いは見られず，平均値に関して精度を向上させられなかったことから，本フィルタにより平均値と真値のずれである系統誤差を取り除くことは難しいと考えられる。

本フィルタにより偶然誤差を除去した後の各方向の外的精度，内的精度を表 4.4-16 に示す。X, Y，Z の 3 軸とも 1 mm 近い外的精度，内的精度を得ることが可能となった。

表 4.4-16　直線配置　Tx#1　平滑化データの外的誤差，内的誤差

	X 方向	Y 方向	Z 方向
外的誤差	0.113	0.767	1.07
内的誤差	0.001	0.061	0.036

（mm）

直線 2 列配置において発信機-受信センサ間の距離を擬似的に 500m としたときの計測結果にフィルタリング処理行った結果を図 4.4-49～図 4.4-51，表 4.4-17～表 4.4-19 に示す。

に示す。

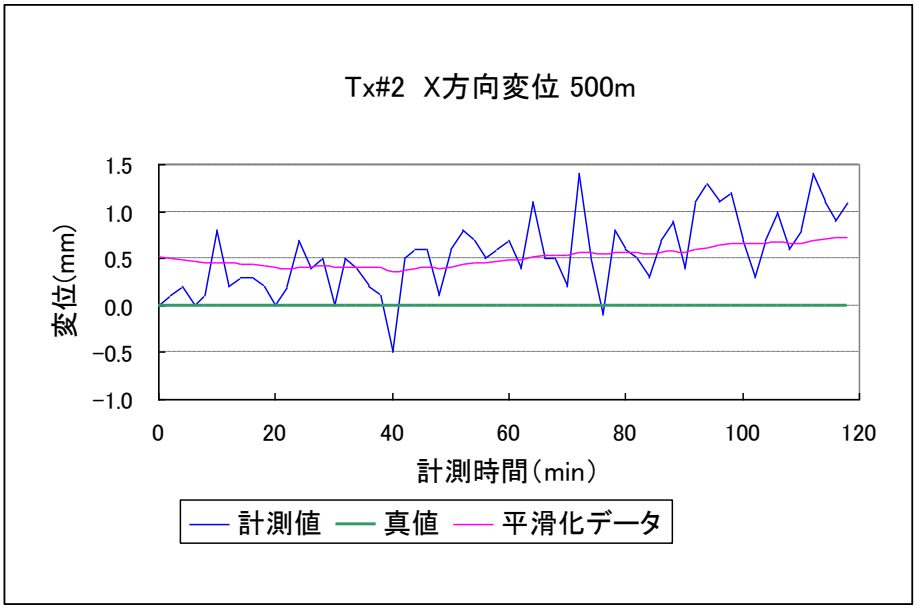


図 4.4-49　直線配置　Tx#2　X 軸方向変位フィルタリング処理結果

表 4.4-17　直線配置　Tx#2　X 軸方向　計測値と平滑化データの平均値，標準偏差

	計測値	フィルタ
平均値	0.54	0.517
標準偏差	0.400	0.104

（mm）

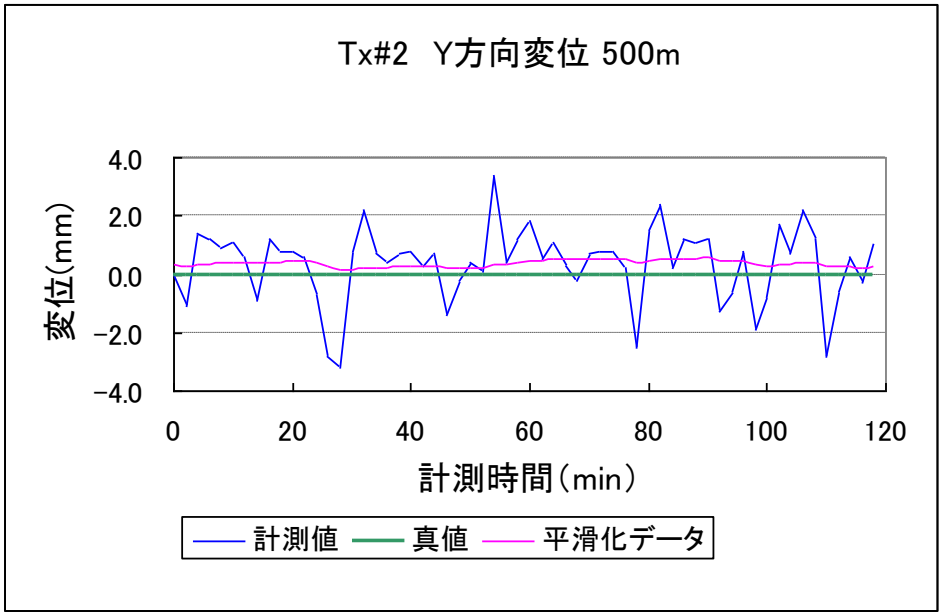


図 4.4-50　直線配置　Tx#2　Y 軸方向変位フィルタリング処理結果

表 4.4-18　直線配置　Tx#2　Y 軸方向　計測値と平滑化データの平均値，標準偏差

	計測値	フィルタ
平均値(mm)	0.36	0.372
標準偏差	1.278	0.1142

（mm）

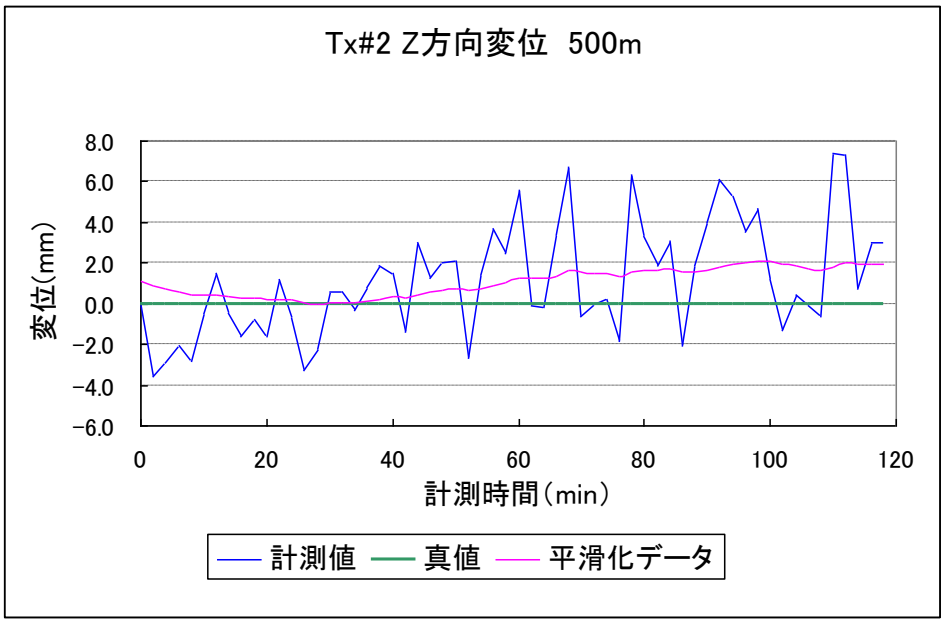


図 4.4-51 直線配置 Tx#2 Z 軸方向変位フィルタリング処理結果

表 4.4-19 直線配置 Tx#2 Z 軸方向 計測値と平滑化データの平均値，標準偏差

	計測値	フィルタ
平均値(mm)	1.16	1.066
標準偏差	2.751	0.689

(mm)

発信機と受信機の間の距離を擬似的に 500m とすると，250m とした場合に較べて標準偏差は大きくなる。しかし，フィルタリング処理を行うことで標準偏差を取り除くことは可能である。一方，平均値の真値からのずれは 250m，500m のケースで共に発生しており，ずれの大きさと発信機－受信機間の距離に相関はみられない。したがって，平均値と真値のずれについては別の要因が関係していると考える必要がある。さらに，図 4.4-49，図 4.4-51 においては偶然誤差を除去したあとにもトレンドが見られるが，これについては(5)で述べる。

(ii) 実験 2：L 字型配置 平滑化結果

図 4.4-52～図 4.4-59，表 4.4-20～表 4.4-22 に L 字型配置における計測結果に平滑化処理を行った結果を示す。発信機 Tx#1 に Y 軸方向に時間間隔 24 分で変位を与え，X，Z 軸方向は静止状態に保った。発信機 Tx#2 には X 軸方向に 24 分間隔で変位を与え Y，Z 軸方向は静止状態に保った。また，それぞれの結果に対してカットオフ周波数 wc=0.041 のディジタルフィルタにより平滑化処理を行った。

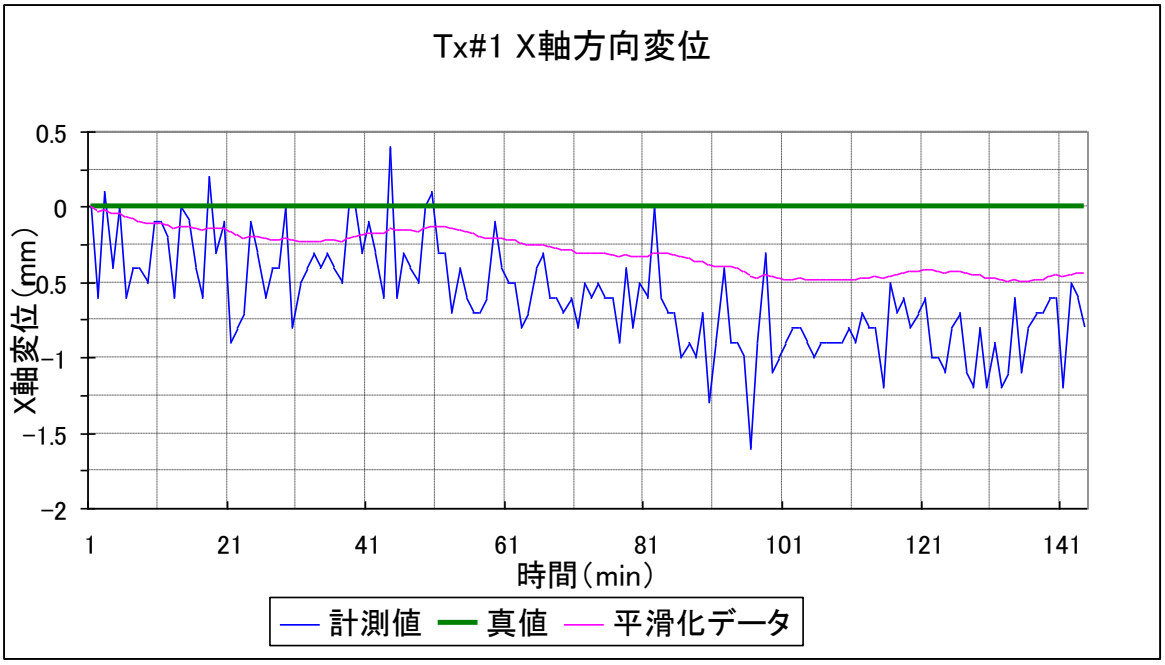


図 4.4-52　L 字型配置　Tx#1　X 軸方向変位フィルタリング処理結果

表 4.4-20　　L 字型配置　Tx#1　X 軸方向　計測値と平滑化データの平均値，標準偏差

	計測値	フィルタ
平均値(mm)	-0.5979	-0.5947
標準偏差	0.3422	0.1258

(mm)

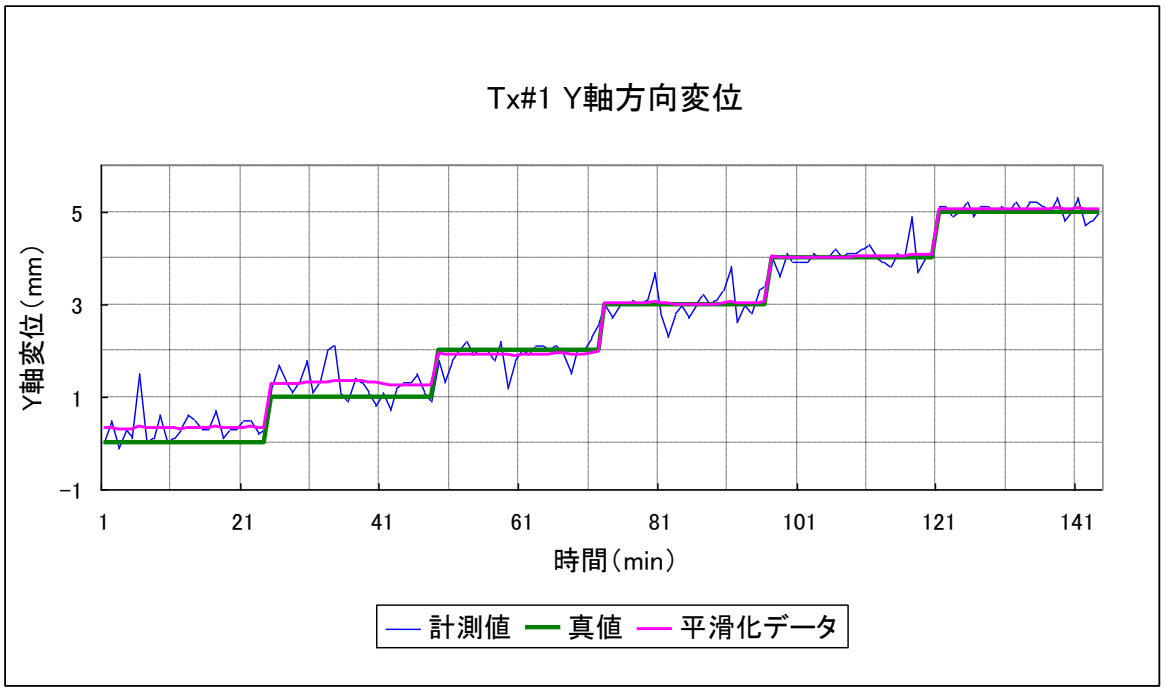


図 4.4-53　L 字型配置　Tx#1　Y 軸方向変位フィルタリング処理結果

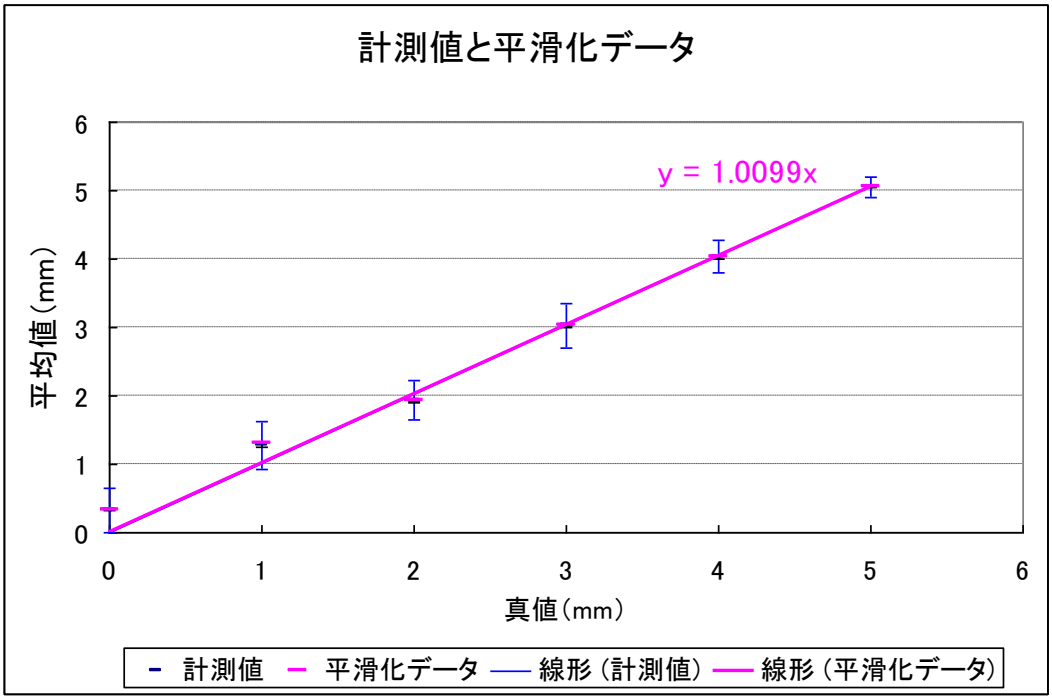


図 4.4-54　L 字型配置　Tx#1　Y 軸方向　計測値と平滑化データの比較

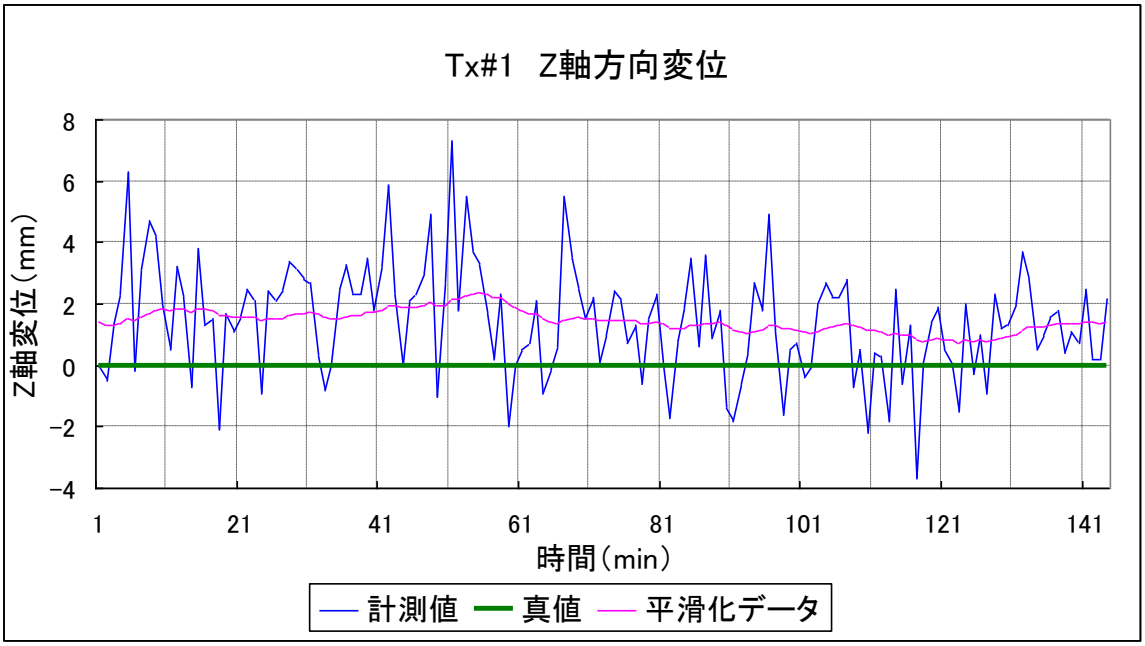


図 4.4-55　L 字型配置　Tx#1　Z 軸方向変位フィルタリング処理結果

表 4.4-21　L 字型配置　Tx#1　Z 軸方向　計測値と平滑化データの平均値，標準偏差

	計測値	フィルタ
平均値	1.45	1.4502
標準偏差	1.8045	0.3651

（mm）

L 字型配置においては，直線配置に較べて高い精度が得られた。L 字型配置においても計測値と平滑化データの平均値は近い値となっている。X 軸方向に関しては，平滑化処理後の標準偏差は計測値に較べて 1/3 程度となっている。また，Y 軸方向は X，Z 軸に較べて非常に精度が良く，真値と平均値の比は 1.01 である。X 軸に較べて Y 軸の精度が良い理由としては，Y 軸方向の受信センサ数が多いこと，X 軸方向の受信センサの広がりが 25m であるのに対し Y 軸方向の受信センサの広がりが 28m と大きいことが挙がられる。これら 2 点は DOP 値によって数値でも表されており，計測値は DOP 値に見合った値であると考えられる。

Z 軸方向は X，Y 軸より精度が落ちるが，平滑化処理を行うことで標準偏差を取り除くことは可能となっている。

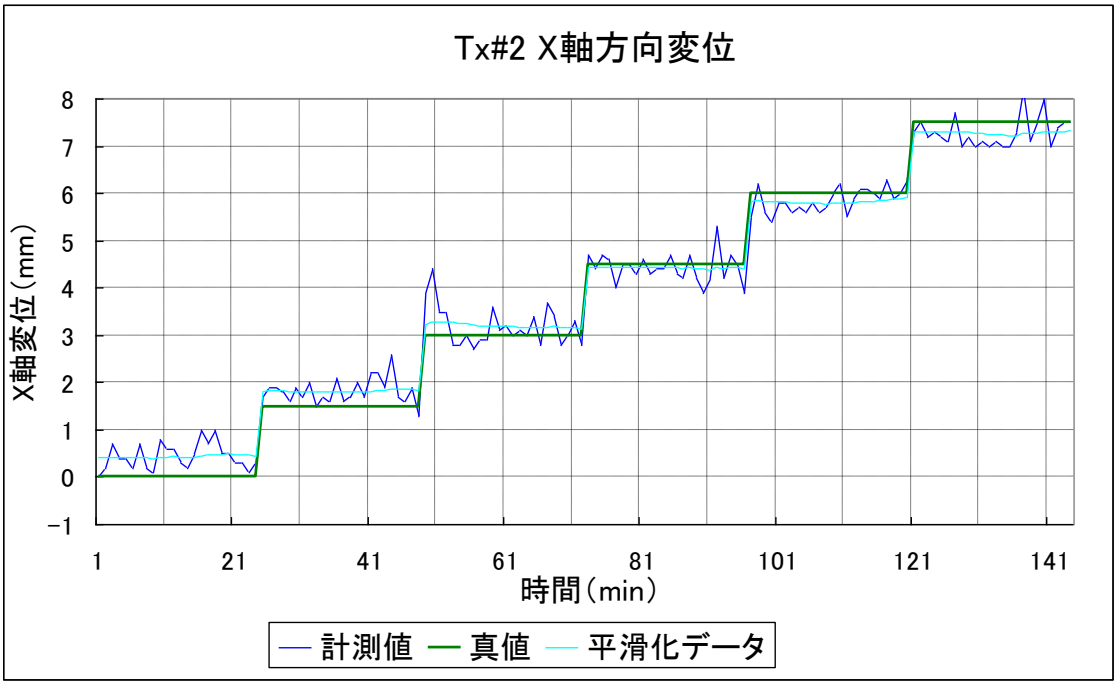


図 4.4-56　L 字型配置　Tx#2　X 軸方向変位フィルタリング処理結果

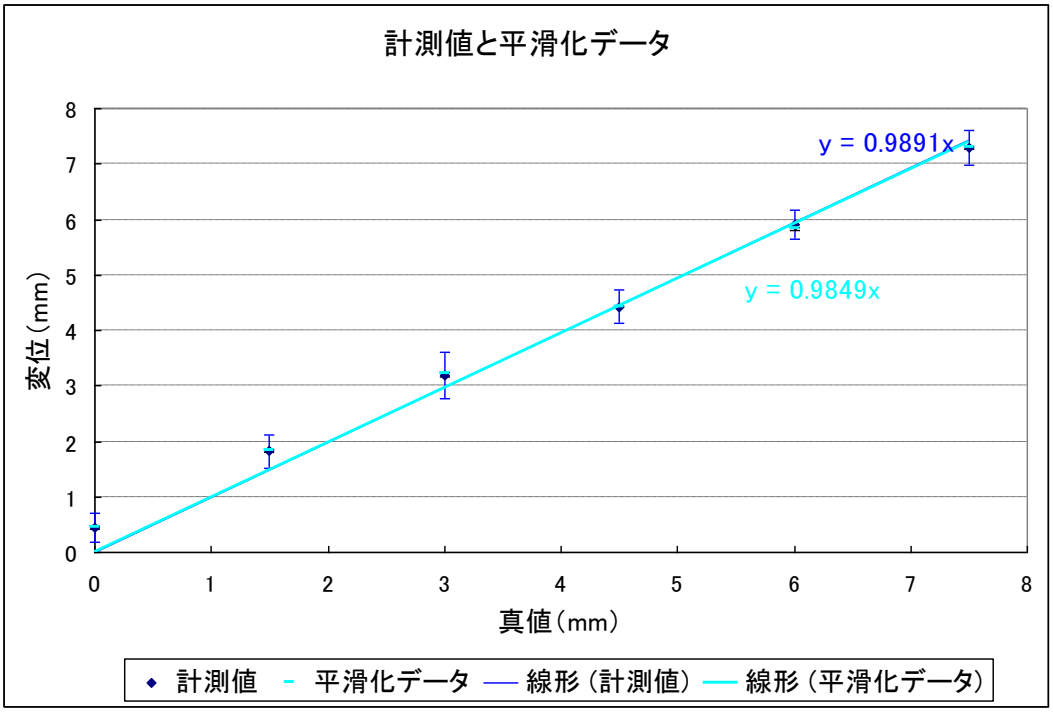


図 4.4-57　L 字型配置　Tx#2　X 軸方向　計測値と平滑化データの比較

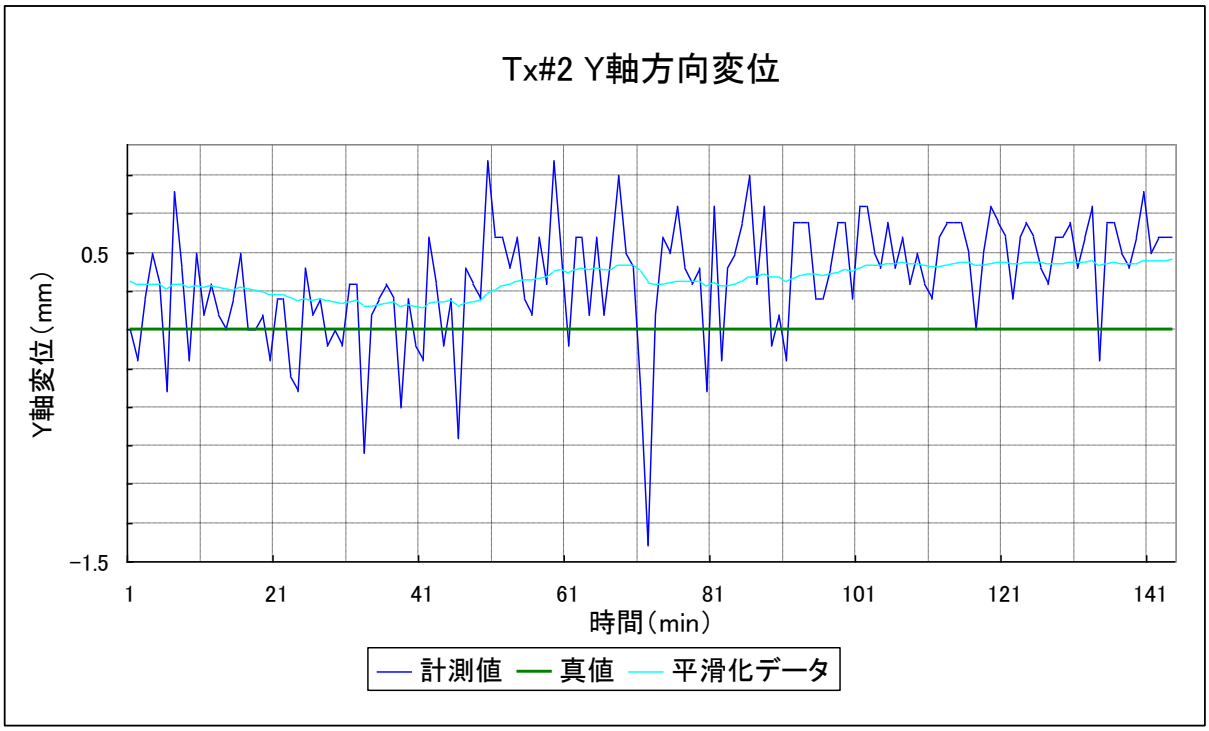


図 4.4-58　L 字型配置　Tx#2　Y 軸方向変位フィルタリング処理結果

表 4.4-22　L 字型配置　Tx#2　Y 軸方向　計測値と平滑化データの平均値，標準偏差

	計測値	フィルタ
平均値	0.3340	0.3287
標準偏差	0.3857	0.0945

（mm）

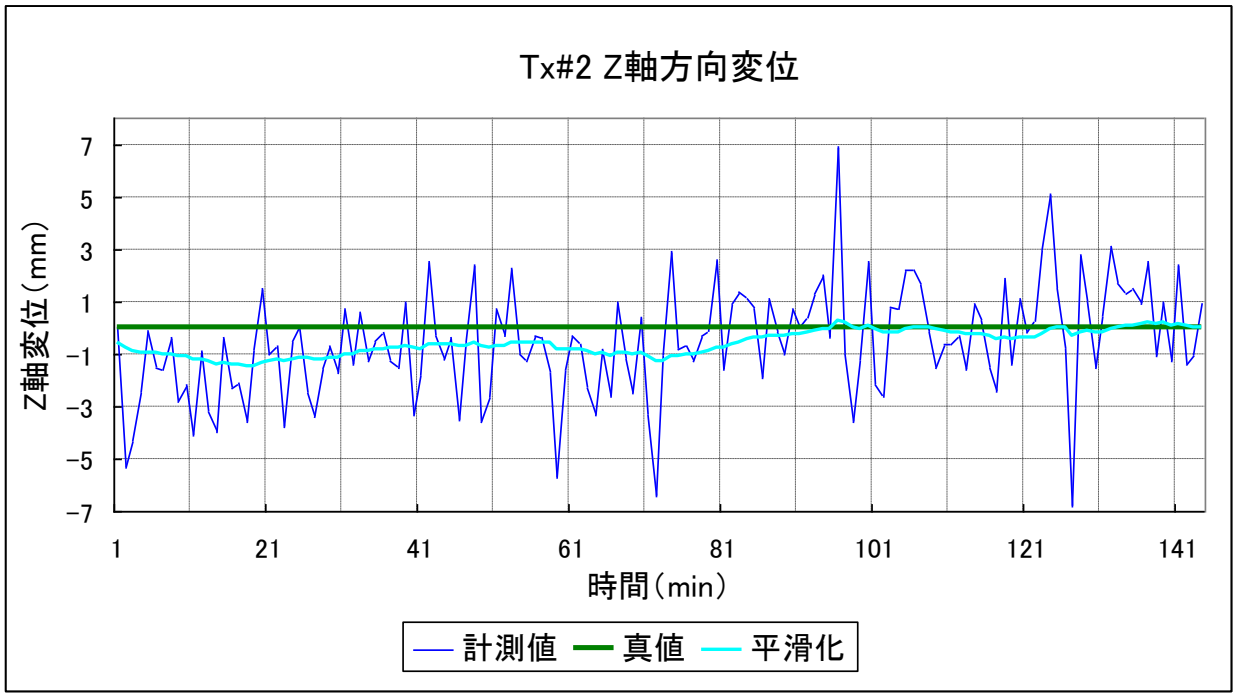


図 4.4-59　　L 字型配置　Tx#2　Z 軸方向変位フィルタリング処理結果

表 4.4-22　L 字型配置　Tx#2　Z 軸方向　計測値と平滑化データの平均値，標準偏差

	計測値	フィルタ
平均値	-0.5688	-0.5895
標準偏差	2.0761	0.4692

（mm）

L 字型配置の Tx#1，Tx#2 の結果を較べると，24 分間隔で変位を与えているケースの平均値が継続して静止状態に保っているケースよりもよい。したがって，計測値はトレンドを持ち，計測時間が長くなると計測値の平均値が真値からずれてくるということが予想される。この傾向は 4.4.4 にて配置 I の計測結果に平滑化処理を行った際にも見られた傾向であった（図 4.4-29)。この傾向は，直線 2 列配置，L 字型配置ともに計測期間を通じて見られる傾向であり，次項にて温度との関係を調べることによってさらなる考察を加える。

さらに，Z 軸方向について Tx#1，Tx#2 ともに変位を与えずに計測しているが，平均値は Tx#2 のほうがよい。これは，Tx#2 の方が受信センサに近い位置にあるためと考えられる。発信機と受信機の距離を近づけ発信機から受信機をみたときの仰角を大きくすることで Z 軸方向の精度を向上させることができると予想される。また，Z 軸方向に関して，直線２列配置の場合との比較を行うと，X，Y 軸と同様に L 字型配置の方が格段に精度が上がっていることが確認された。したがって，現場においても出来うる限り，L 字型配置にすることが望ましいと考えられる。

(5)　計測値と温度変化の検討

前述したように，計測値には偶然誤差をフィルタリングした後にもトレンドが見られた。トレンドの要因として考えられるものの一つに温度がある。本項では 4.4.3 で使用した熱電対温度計を使用して温度と計測値の関係を調べた。図 4.4-60，図 4.4-61 に直線２列配置，L 字型配置において受信センサ取り付けポールに熱電対温度計を設置し発信機を静止状態に保ったときの計測値と観測温度の変化を示す。発信機と受信センサの配置は図 4.4-31，図 4.4-34 とほぼ同じであるが，観測発信機の DOP 値は多少異なるのでこれを表 4.4-23 に示す。

表 4.4-23　各配置における DOP 値

	XDOP	YDOP	ZDOP	Total DOP
直線 2 列配置	0.275	1.169	1.887	2.237
L 字型配置	0.397	0.359	3.538	3.578

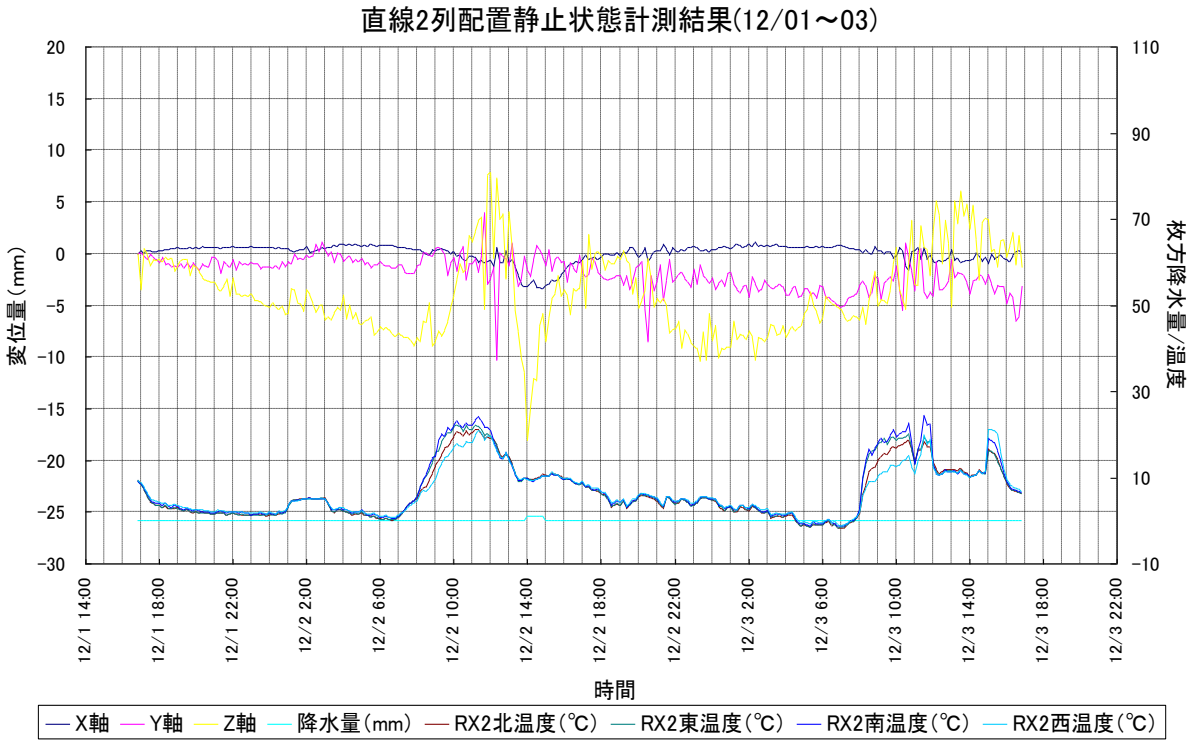


図 4.4-60　直線 2 列配置　静止状態連続静止結果と観測温度（12/01～03）

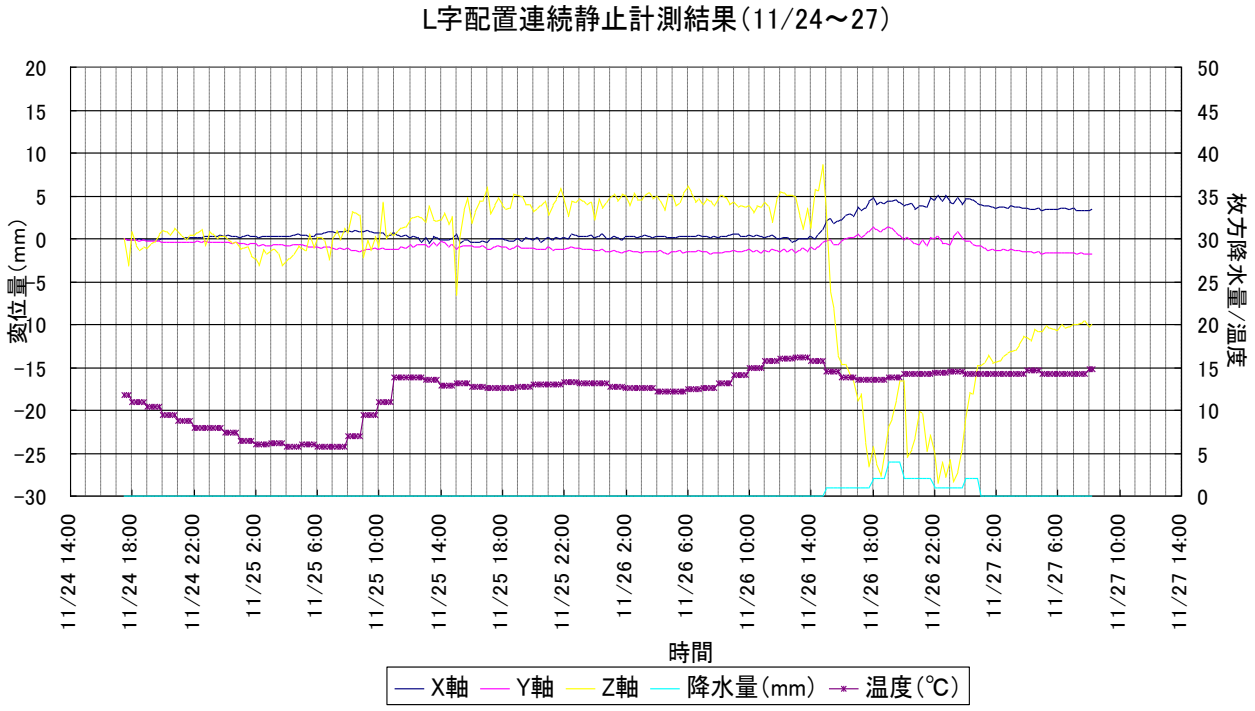


図 4.4-61　L 字型配置　静止状態連続静止結果と観測温度（11/24～27）

図 4.4-60，図 4.4-61 が示すように，温度変化と計測結果は似た形で変動していることが明らかとなった。温度が計測値の精度に影響を与えることは明らかである。しかし，DOP 値が良い値をとる場合には温度による誤差が抑えられる傾向もみられる。例えば，L 字型配置の X,Z 方向の計測値を比較してみると X 方向の方が真値からのずれ，計測値のぶれが少ない。これらの結果をもとに，温度と精度に関してさらなる検討を加えるために電波暗室にて実験を行った。以下に，実験結果の一例を示す。マルチパス等の影響が出ない電波暗室に計測機器を設置し，室温を変化させながら取り付けポールの観測温度と計測結果に関する実験を行った。図 4.4-62 に示すような発信機と受信センサの配置で，発信機を静止状態に保って発信機位置の計測を行った。また，表 4.4-24 には発信機の各方向 DOP を，図 4.4-63 には発信機 Tx#4 の変位計測結果，図 4.4-64 に発信機 Tx#5 の変位計測結果を示す。

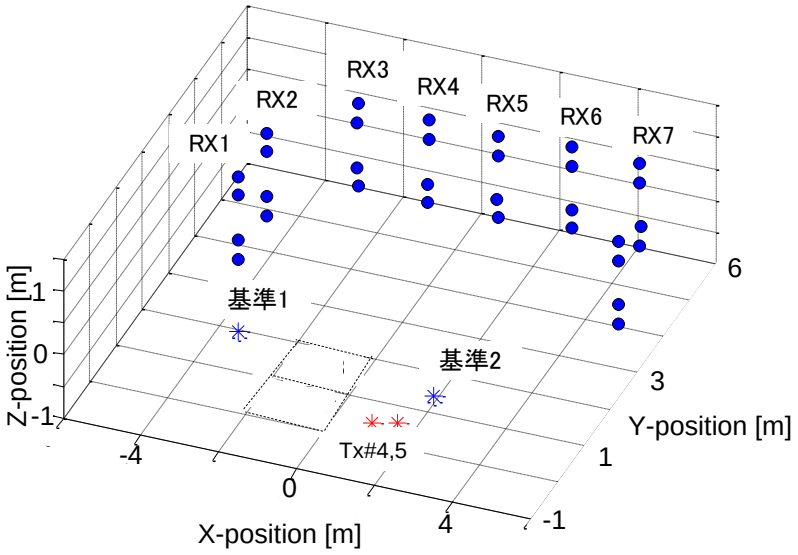


図 4.4-62　電波暗室　発信機－受信センサ取り付け位置

表 4.4-24　Tx#4，Tx#5 の DOP

	X-DOP	Y-DOP	Z-DOP	Total-DOP
Tx#4	0.315	0.954	2.020	2.256
Tx#5	0.343	0.957	2.006	2.249

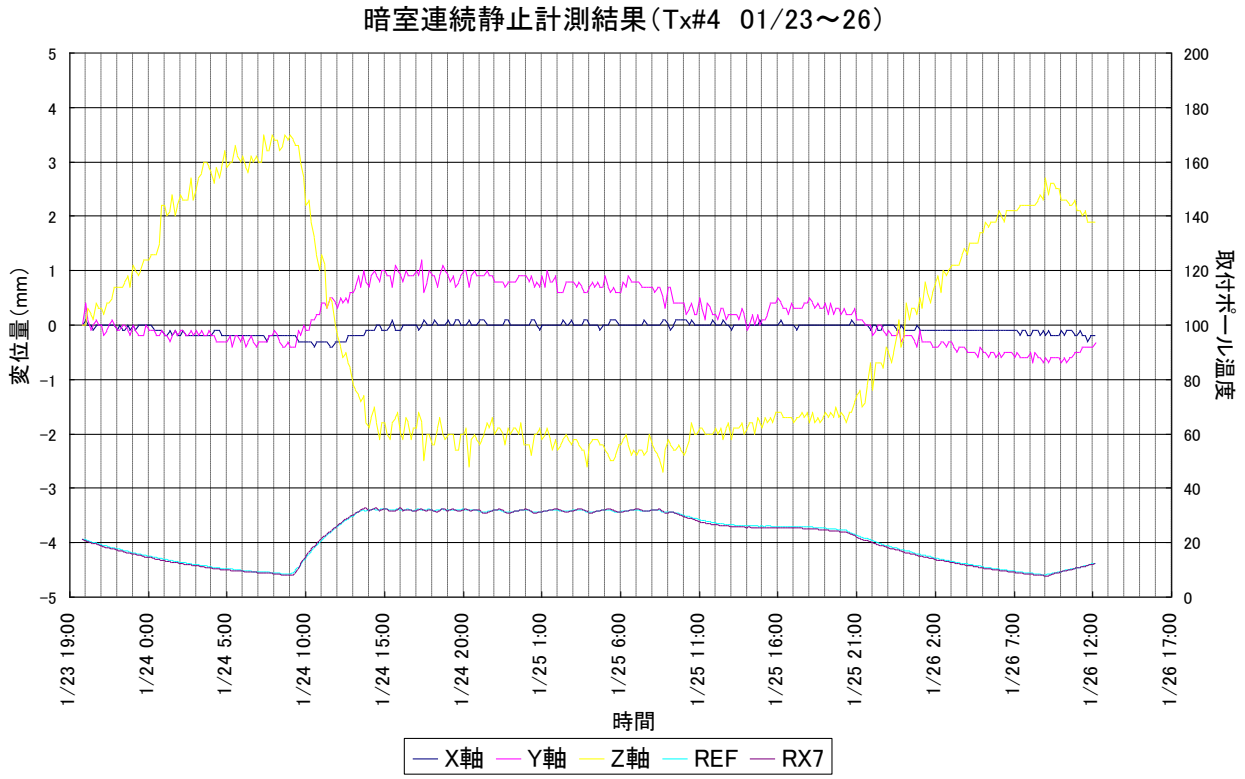


図 4.4-63　電波暗室　静止状態計測結果（Tx#4）

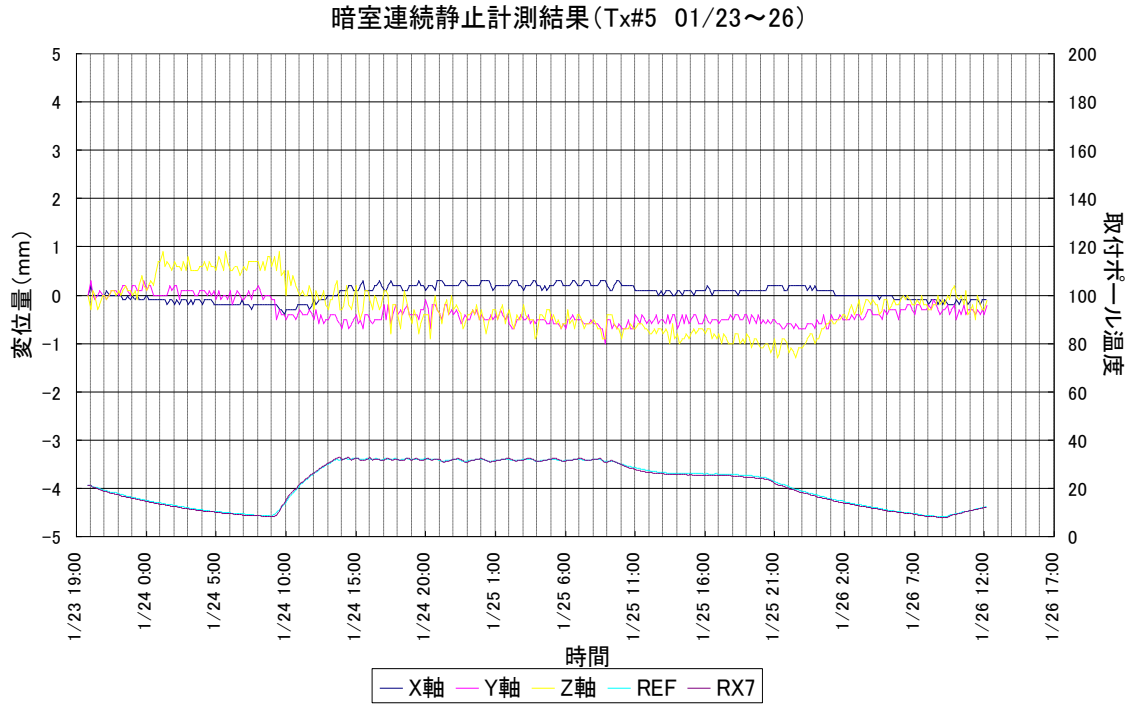


図 4.4-64　電波暗室　静止状態計測結果（Tx#5）

図 4.4-63，図 4.4-64 より発信機の計測結果と受信センサ取り付けポールの温度変化に明らかな相似性が見られる結果となった。X，Y 方向においてこの傾向は強く，Z 方向においては計測データの精度が X，Y 方向よりは落ちるものの温度変化と類似した傾向が見られる。この実験結果より，温度が変化するときには精度が劣化するが，DOP 値が良い場合にはそれらの劣化はある程度抑えられると考えられる。

また，計測開始段階においてはいずれの場合も計測値の精度が悪い。このような計測値の精度劣化はほとんどすべての計測結果においてみられる。この計測誤差の要因としては，受信センサが計測を開始しシステムが落ち着くまでに生じる機器のバグ，計測開始による機器の温度上昇，整数値バイアスを決定するための追尾等が考えられる。近畿技術事務所構内実験の結果にみられた計測値が持つトレンドは計測を開始した後の約 5～120 分以内に起こっており，これらの誤差要因のいずれかと関係しているものと考える。今後のこの誤差を取り除く検討が必要である。

4.5 斜面施工管理および維持管理システムへの適用例

本計測手法の適用を検討したのは高知県橋脚下部工工事予定地である。橋脚の設置位置は A2 斜面と P3 斜面である。この 2 つの斜面は道路と大坂谷川を挟んで向かい合った場所に位置する。A2 斜面は豊かな植生に覆われ，P3 斜面の植生は以前に伐採され地表面が露出している。P3 斜面には竹割型土留め壁を使って橋脚を設置する工事を予定中である。我々は本計測手法が実際の現場で適用可能なものであるかを検証するために P3 斜面における竹割り工法実施現場に発信機，受信機を設置し，変位計測を行う計画をたててきた。

4.5.1 動態観測の必要性

(1) 地形・地質，周辺の状況[201)]

本計測装置を設置する工事予定地は A2，P3 の 3 現場からなり，本計測手法の適用現場として装置設置計画をたてているのは P3 斜面である。図 4.5-1，図 4.5-2 には P3 橋脚の周辺の状況を示す。図 4.5-1 は断面図，図 4.5-2 は平面図である。P3 橋脚設置計画地点では緩みが上方へと拡大する恐れがある。また，P3 斜面と P2 斜面の間には民家，町道，大坂谷川があり，工事の際にはこれらの周辺環境にも配慮する必要がある。

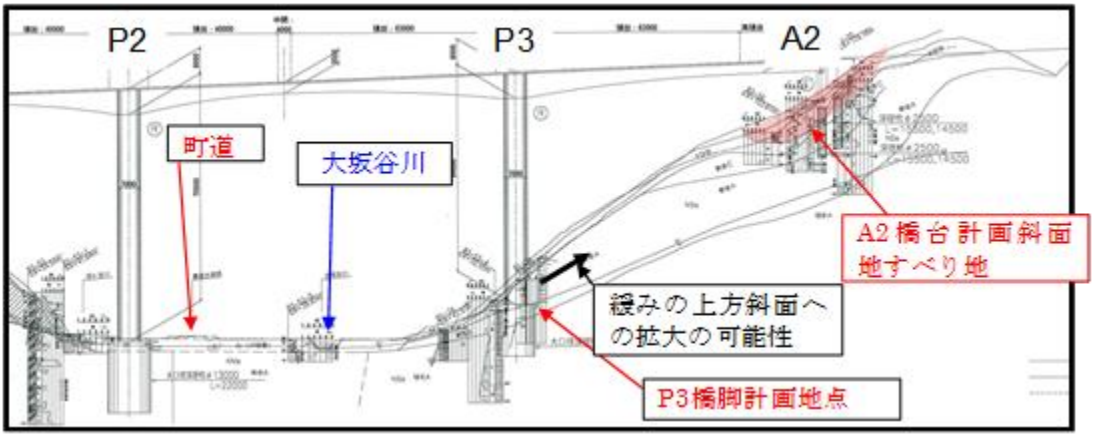


図 4.5-1　P3 橋脚の周辺状況

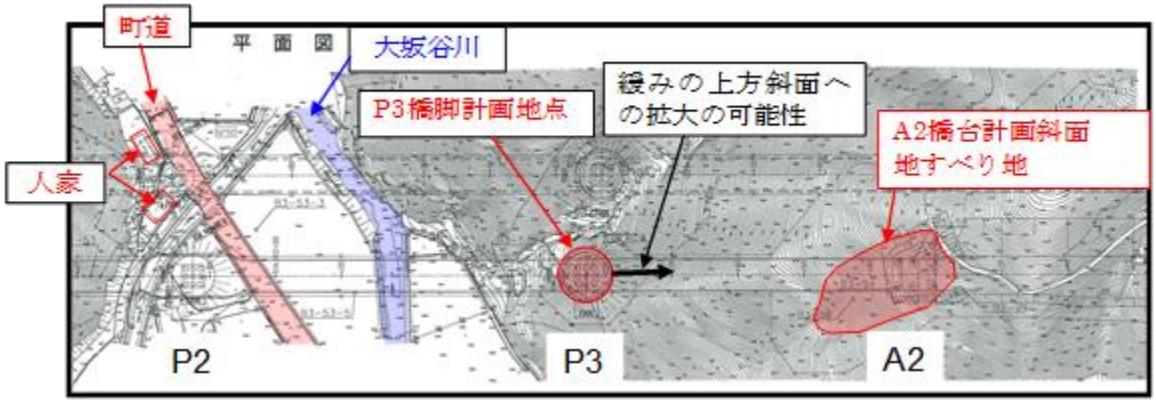


図 4.5-2　P3 橋脚の周辺状況

図 4.5-3 に地盤調査の結果を示す。P3 橋脚計画地点付近には遷急線が存在し，現在も活発に侵食を受けていると考えられる。また，図 4.5-3 の P3No.1 と P3No.2 はボーリング調査を実施している調査孔である。代表して P3No.2 のボーリング調査結果と図 4.5-3 のセンターラインの断面図を図 4.5-4 に示す。ボーリング孔（P3-No.2 号孔）の深度 18.5m までは，風化作用により，粘土化が進行した風化帯および亀裂が発達した褐色の B 層が分布する。また，B 層の下には亀裂が発達しているが硬質で原岩色を呈する A 層が分布する。また，当斜面の地質は高角度の流れ盤を呈している。

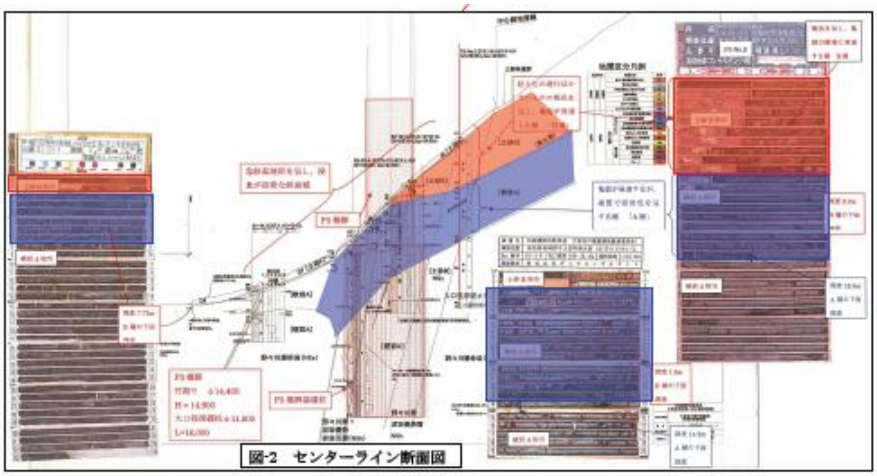


図 4.5-3　工事予定地　調査平面図

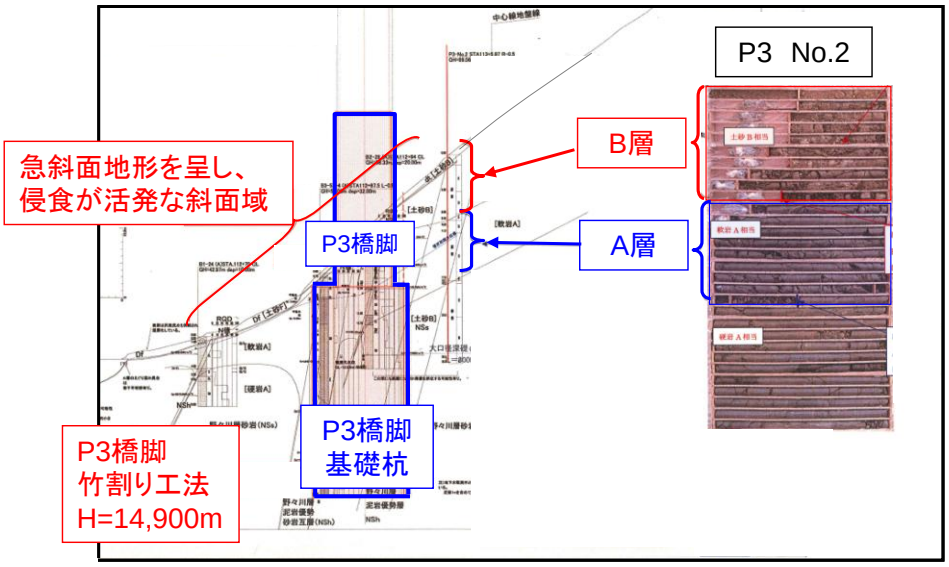


図 4.5-4　図 4.5-3 におけるセンターライン断面図

(2)　本現場の掘削工法

表 4.5-1 に急勾配斜面における掘削工法の比較を示す。主な掘削工法として切土補強土工法，グラウンドアンカー工法，竹割り型土留め工法がある。切土補強土工法は崩壊部の除去による緩勾配とすることで斜面を安定化する工法である。グラウンドアンカー併用親杭矢板工法は親杭の抑止力を利用して斜面を安定化する工法である。竹割り土留め工法は吹付け斜面上に吹付けコンクリートで築造したリングビームをガイドとし，掘削段階毎にロックボルトと吹付けコンクリートで周辺地山を補強しながら垂直に掘り下げる工法である（図 4.5-5)。リングビーム・先打ちの補強材等を用いて地山を補強するとともに円形に掘削することで地山の変形やすべりの発生を抑止するという点が特徴である。竹割り土留め工法の適用地盤としては，標準勾配で掘削した場合に自立する地盤，もしくは崩壊性要因を持つ地盤であっても崩壊規模が小さいと想定できる地盤である。もし，崩壊規模が大きくかなりの抑止力が必要な場合は，グラウンドアンカー併用親杭矢板工法等との経済性を含めた総合的な検討が必要になるが，本現場はこのケースには該当しない。本現場は，地質的には弱部を含むものの，崩壊規模は大きくなく，本工法を適用できる地盤であり，また，前項で述べたように民家，畑，公道に隣接することから周辺環境への影響が小さく景観や自然環境への負荷も小さい竹割型土留め工法が採用される。

表 4.5-1 急勾配斜面における掘削工法の比較

	工法	切土補強土工法	グラウンドアンカー併用親杭矢板工法	竹割り土留め工法
施工場所地形立地条件	構造物が隣接する場合	△	◎	○
	複雑な地形への対応	◎	○	○
	周辺環境への環境	大	中	小
	景観，自然環境への負荷	×	○	◎

◎最も適している． ○適している △採用にあたって検討が必要 ×適していない．

図 4.5-5 竹割り土留め工法による橋脚設置事例

(3) 竹割り型土留め工法採用時の問題点

竹割り型土留め工法にて掘削を実施する場合,流れ盤の層理面および亀裂面に沿って小規模な「クサビ型の岩盤崩壊の発生」が予想される。また，その崩壊に伴い壁面がゆるんだ場合，P3斜面には風化により粘土化が進行し侵食して残った土塊及び亀裂が発達した岩盤が厚層に分布すること，また地形的に急勾配斜面を呈することもあり，上方斜面への緩み拡大が懸念される。

(4) 施工中の計測調査・監視の必要性

前述までのように竹割り工法採用時には上方斜面への緩みの拡大が懸念される。ロックボルトによって孔壁面の緩みを抑えながら掘削を行うが，緩みを防ぎきれない可能性もある。一方，既述のようにＰ３橋脚計画斜面の上方斜面には地すべり地が存在し，さらに斜面下方には町道・大坂谷川等・人家等の保全対象が存在しており，また，当竹割り掘削の高さは H=14.9m あり，著しく高くなることが予想される。以上の施工環境を考慮すると，本工事は「竹割り型土留め工法

設計・施工の手引き（案）」[202]の施工時の動態観測　（1）計測体制（ｐ.56）のうちの，「厳密な計測が必要な場合」と評価される。　また，竹割り工法のロックボルト工は土塊が変形しロックボルト材に変位が伝搬される事で抑止効果を発揮する工法である。これはロックボルト工による抑止効果が発揮されるまでの間，上方斜面への緩みの拡大を示唆する。以上より万が一，上方斜面で変位が生じる事を考慮し橋脚施工時の動態観測（地表変位観測）が必要と評価される。

4.5.2 本計測手法の適用

(1) 本計測手法の導入の必要性

前節までに述べたように，P3 斜面では周辺に保全対象が存在していること，竹割り土留め工法による掘削時期に地盤の変動が認められることから，斜面の変位を直接リアルタイムに面的に求めるような観測が必要となる。本工法は，地山の変形を許すことによって掘削面を保持する工法であり許容される変形には限界がある。したがって，変形が大きいと思われる地質および地山条件のものについては，施工実績での変形挙動等を十分に把握の上，十分な検討を実施しなければならない。このような地山条件部について本工法を適用する場合には，より厳密な動態観測および変形状態を現地にて把握することを基本とする。

既存の地表変位計測手法としては 4.2.2 に述べたような①地盤傾斜計による地表傾動状況の把握や②光波測距儀による地表面変位量観測等が存在する。しかしながら，①に関しては斜面の変位量まで計測できないことから当斜面への採用は好ましくないと考えられる。また，②に関しては光波による測量手法となり毎日人による計測が必要であり，人命への危険性やコストを考えるとふさわしい計測手法とはいえない。一方，本計測手法を動態観測手法として用いた場合，自動計測による観測が可能となり電話回線を通して携帯電話からリアルタイムの変位量情報を確認することも可能である。また，光波測距儀とは異なって人による測量・観測及び図化の手間が省けるといった点も本計測手法を用いる大きな利点である。

(2) 観測において必要とされる精度と観測箇所

(i) 観測において必要とされる精度

表 4.5-2 に竹割り型土留め工法の観測レベル[202]を示す。吹付けコンクリート壁は深さ 1.2m 掘削後，溶接金属を設置し一次吹付けコンクリートを施工する。その後補強材を打設し，鉄筋組立と併行して次のサイクルの掘削を行う。次のサイクルの 1 次吹付けと同時に 2 次吹付けコンクリートの施工を行い，これを設計深さまで繰り返す。掘削高さは H=1.2m～14.900m であり，始めの 1.2m を掘削するときには吹付けコンクリート等で補強せず，素掘り状態が発生するため最低でも 1.2m の自立高さが必要である。したがって H=1.2m 時に最もクリティカルな精度が必要となる。また，本工事の地盤は軟岩であることから

表 4.5-2 の観測レベルの算定式より，必要とされる精度は表 4.5-3 となる。

表 4.5-2　竹割り型土留め工法の観測レベル　　(単位%)

	通常レベル	警戒レベル	中止レベル
土砂	δh/H≦0.20	0.20＜δh/H≦0.40	0.40＜δh/H
軟岩	δh/H≦0.15	0.15＜δh/H≦0.30	0.30＜δh/H
硬岩	δh/H≦0.10	0.10＜δh/H≦0.20	0.20＜δh/H

H：掘削高さ（m）　δh：水平変位（mm）

表 4.5-3　軟岩地盤における掘削高さ H=1.2m のときの観測レベル

	通常レベル	警戒レベル	中止レベル
軟岩	δh≦1.8mm	1.8mm＜δh≦3.6mm	3.6mm＜δh

δh：水平変位（mm）

(ii) 観測すべき箇所

竹割り型土留め工法設計・施工マニュアル（案）[202]によると，計測の目的は以下のように示されている。

1)　竹割り及び深礎杭掘削時の周辺地山及び構造物本体の挙動を把握すること。

2)　リングビーム及び補強材の応力状態を把握すること。

3)　追加対策工が必要となった場合，その基礎資料を得る。

4)　上記 1)，2）の結果をもとに，安全管理基準値に反映させる。

また，表 4.5-4 に竹割り工法の計測項目の一覧を示す。

表 4.5-4　竹割り工法計測項目一覧

計測項目	使用機器	計測器配置箇所
目視観察	---	壁面及び掘削上部斜面
地表変位計測	光波測距儀	リングビーム上5点
吹付けコンクリート壁変位	光波測距儀	2ロット毎に3ヶ所
リングビーム補強材軸力	補強材軸力計	最大掘削発生位置1箇所

本現場では上表で光波測距儀を設置すると規定されている部分を本計測法の発信機に置き換えて計測を行う。また，図 4.5-6 に竹割型土留め工において補強材を設置する位置を示す。最大掘削高さの位置とリングビームの中心から山側に向かってひいた直線より±45 度の方向に補強材を設置する。これは，リングビームの中心から山側に向かってひいた直線より±45 度の方向で変位が生じやすいためである。

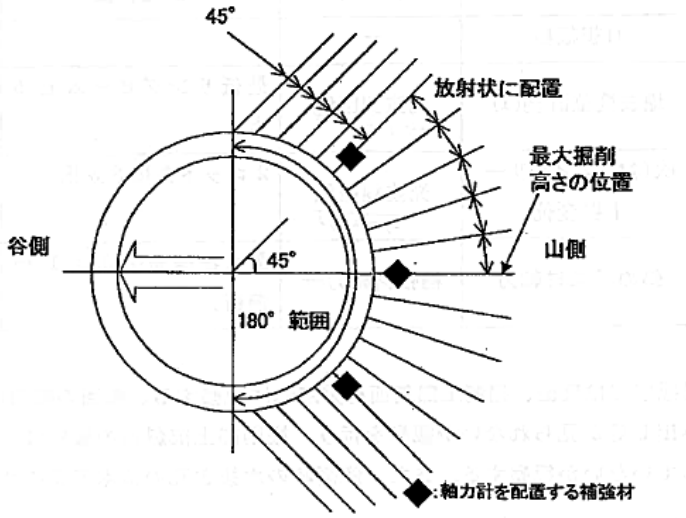


図 4.5-6　竹割り土留め工法　斜め補強材軸力の配置位置

(3)　現場への発信機，受信センサの設置

(i)　受信センサ取り付け方法

図 4.5-7 に下方から P3 地区を仰いだ写真を示す。黄色で示した部分が P3 計測地点であり，(2)で述べる配置で発信機を設置する。また，Rx4～8 は尾根部に設置予定の受信センサである。受信センサを取り付ける柱としては新設する鋼管中（地上高さ約 2m）を用いる予定である。これらの受信センサは同軸ケーブルを用い，ころがし配線により計測装置に接続する。また，図 4.5-8 は P3 から受信センサ Rx#1～3 設置方向を見た状況である。受信センサ Rx#4～8 からつながる同軸ケーブルは仮桟橋に固定させる。ケーブルは川の手前に位置する Rx#1 と Rx#2，さらに，川を越えた現場事務所近くのの Rx#3 と計測装置へと接続する。川を越える際には同軸ケーブル，電源ケーブル共，仮桟橋の下部に仮設する予定である。Rx#1～3 を取り付ける柱も新設する鋼管

柱であり，こちらは地上高さ 8m とする。柱の高さは本現場では仮桟橋による電波遮断を避けるという必要性からこの高さに決定しているが，将来に実用的なものとするには DOP の検討を含めて柱高を決定する必要がある。計測装置は有線にて現場工事事務所内の LAN に接続する。

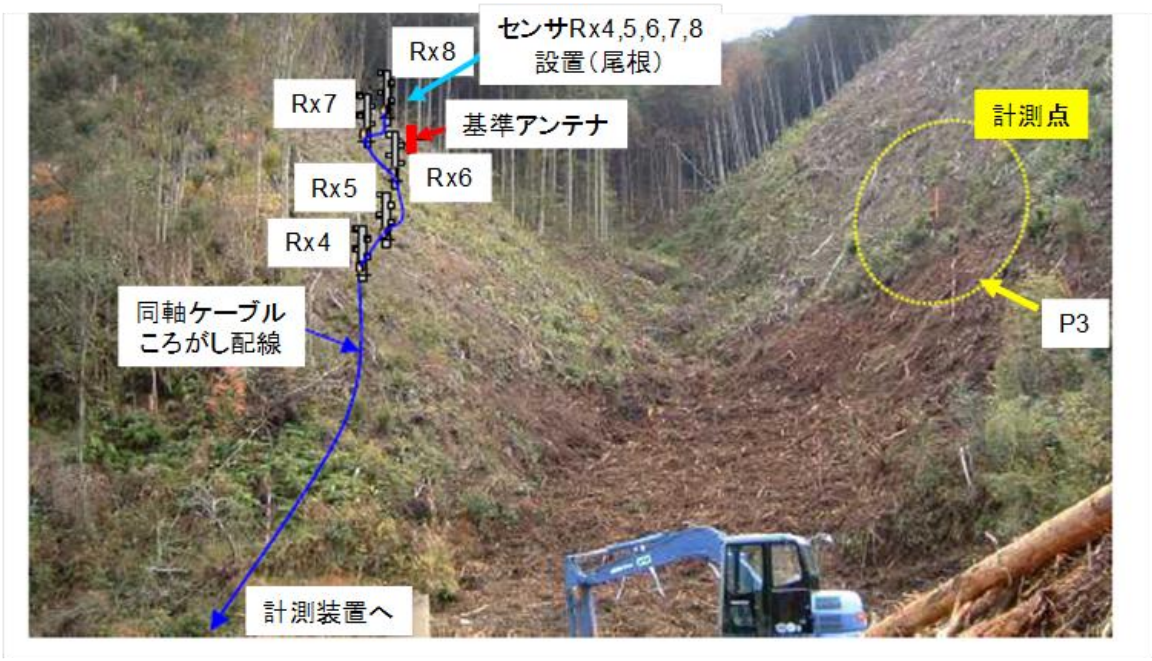


図 4.5-7　下方から P3 地区を見た状況

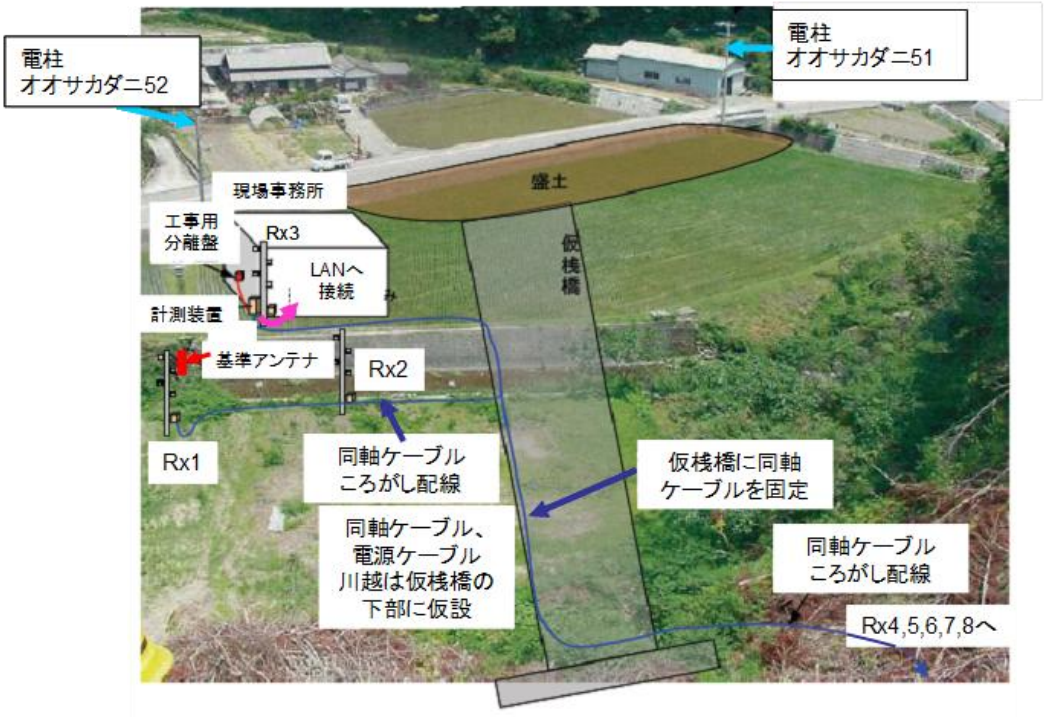


図 4.5-8　P3 から受信センサ設置方向を見た状況

(ii) 発信機取り付け位置と取り付け方法

リングビームの中心から山側に向かってひいた直線より±45 度の方向に変位が生じやすいことは既に述べた通りである。したがって，発信機を変位の生じやすい範囲内に多く設置する。また，ここでは 4.4.5 での近畿技術事務所での長距離精度検証実験の結果を反映させる。長距離精度実験では，受信センサを直線配置と L 字型配置の 2 パターンに分けて発信機位置の計測を行った。本現場の周辺の状況や工事の進行予定を考えると受信センサの配置は直線配置に近いものとなる。長距離精度実験の直線配置パターン（発信機－受信センサ間距離＝250m）の結果整理においては，計測値の標準偏差が 1.5 以上のデータを使えないものとすることで X,Y,Z 各方向ともに外的精度は 1.07mm 以下，内的精度は 0.061mm 以下に抑えることが可能となった。これらの精度は表 4.5-3 に示す必要とされる計測観測レベルを満たす。そこで，標準偏差が 1.5 以下となるようなデータを得るために必要となる DOP 値について検討を行う。図 4.5-9 は長距離精度検証実験での直線配置，L 字型配置での X,Y,Z 方向の DOP 値を横軸にとり，縦軸に各配置で行った計測結果の標準偏差を示したものである。これらの値は水色で示した近似直線周りに分散している。この直線をもとに標準偏差が 1.5 となるような DOP 値を求めると 3.314 となる。つまり，現場においても DOP 値が約 3 以下になるように発信機と受信センサを配置すれば満たすべき観測精度が得られる可能性が高い。

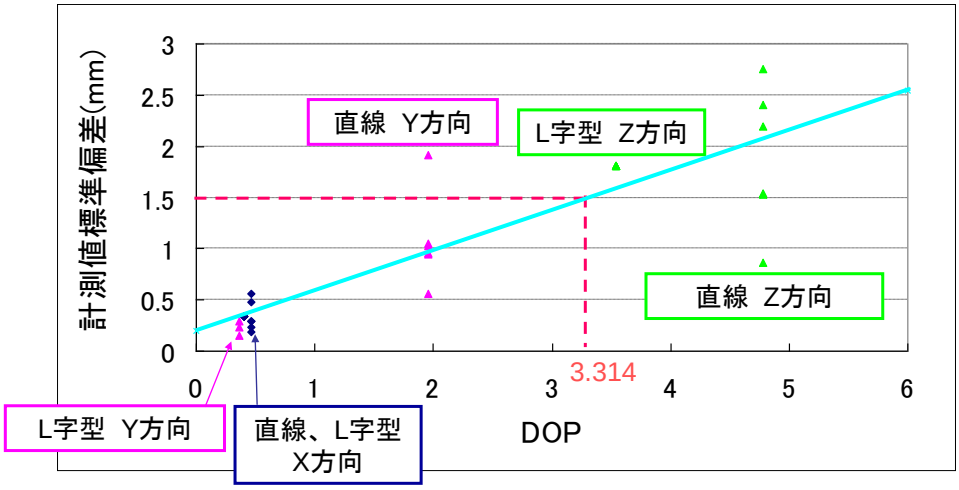


図 4.5-9 長距離精度実験での DOP 値と標準偏差の比較

図 4.5-10 にリングビーム周辺での発信機 Tx#1～Tx#11，基準発信機 Tx#1K～Tx#3K の取り付け位置を示す。リングビームの中心から山側に向かってひいた直線より±45 度の範囲内に X,Y,Z 各方向の DOP 値がほぼ 3 以下になるように配置した。表 4.5-5 には各発信機の想定 DOP を示す。

発信機を取り付ける台については，本現場は切り株がある現場であるため，リングビーム頂部の切り株に発信機 Tx#1～6 を設置し，切り株への設置と併せて今後の本計測手法の汎用性を検討するため，試験的に発信機 Tx#7～9 を斜面へ埋め込んだプレキャスト基礎に固定させる。さらに，発信機 Tx#8～11 に関してはリングビームに設置する予定である。

計測おいては表 4.5-5 の DOP 値と近畿技術事務所での長距離実験で得られた平均の位相誤差（約 20°）を考慮して計測値を評価する予定である。さらに，現地においても温度の影響を考慮し，可能であれば温度補正を行う目的で，発信機，受信センサに熱電対温度計を設置する。

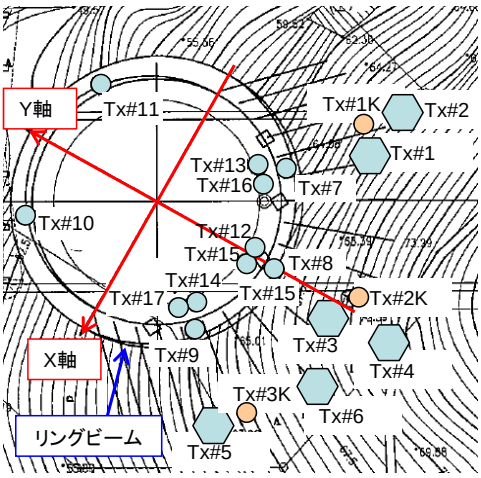


図 4.5-10　発信機取り付け位置

表 4.5-5　リングビーム付近設置発信機の DOP

	X-DOP	Y-DOP	Z-DOP	Total-DOP	取り付け位置
TX1	0.727	1.636	2.211	2.845	地山切株
TX2	0.759	1.800	2.188	2.933	地山切株
TX3	0.625	1.924	2.313	3.073	地山切株
TX4	0.627	2.087	2.323	3.185	地山切株
TX5	0.680	1.951	2.649	3.359	地山切株
TX6	0.650	2.032	2.478	3.27	地山切株
TX7	0.781	1.621	2.276	2.901	プレキャスト
TX8	0.679	1.899	2.328	3.074	プレキャスト
TX9	0.685	1.904	2.619	3.31	プレキャスト
TX1K	0.74	1.69	2.16	2.85	地山基礎
TX2K	0.58	1.91	2.22	2.99	地山基礎
TX3K	0.46	2.08	2.36	3.18	地山基礎

図 4.5-11，図 4.5-12 に計測結果の一例を示す。図 4.5-11 は発信機 Tx#1，図 4.5-12 は発信機 Tx#9 の変位計測結果である。計測期間は共に 2/18　11：00～2/19　19：00 であり，この期間には竹割り工法による掘削は開始されていない。既述の電波暗室の実験結果と同様に計測開始より約 2 時間において計測値に大きな変動がみられる。また，2/19　9：00～14：00 においても計測値に大きな変動が見られるが，これはこの期間に工事作業のため人が入ったことによる可能性が高い。計測値に大きなぶれが生じる計測開始の約 2 時間と人の侵入によると考えられるぶれ

が生じる終盤の約 5 時間以外の計測期間に得られた生データの外的誤差，内的誤差を表 4.5-6，表 4.5-7 に示す。

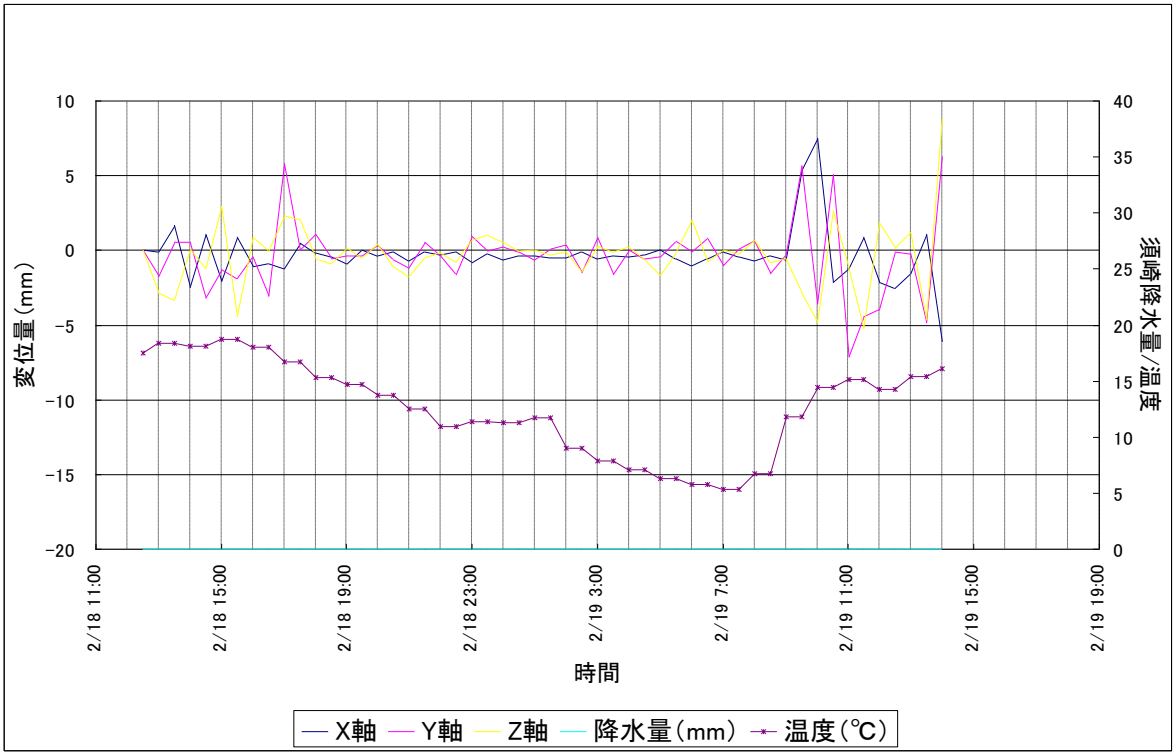


図 4.5-11　発信機 Tx#1 計測結果（2/18～2/19）

表 4.5-6　2/18 18:30～2/19 9：00 における Tx#1 の計測値の外的誤差，内的誤差（mm）

	X 方向	Y 方向	Z 方向
外的誤差	0.421	0.252	0.216
内的誤差	0.265	0.744	0.802

Tx#1 の計測結果は先に述べた計測値にぶれが生じる期間以外では外的誤差，内的誤差が非常に小さいものとなっている。これらの値は生データの誤差であり，平滑化処理は行っていない。

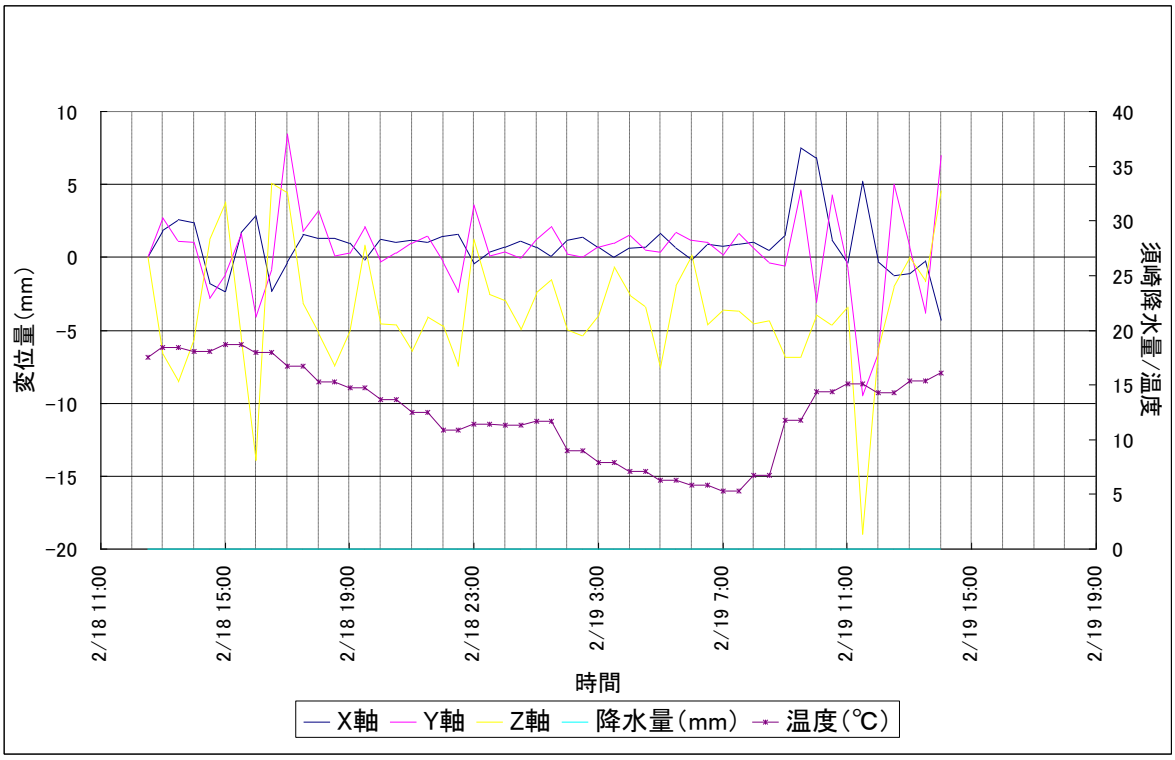


図 4.5-12　発信機 Tx#9 計測結果（2/18～2/19）

表 4.5-7　2/18 19:00～2/19 9：00 における Tx#9 の計測値の外的誤差，内的誤差（mm）

	X 方向	Y 方向	Z 方向
外的誤差	0.794	0.658	3.698
内的誤差	0.551	1.094	2.248

Tx#9 の X，Y 方向の計測結果は先に述べた計測値にぶれが生じる期間以外では外的誤差，内的誤差が非常に小さいものとなっている。これらの値は生データの誤差であり，平滑化処理は行っていない。しかし，Z 軸方向に関しては外的誤差，内的誤差ともにやや大きい値を示しており，DOP 値の悪さに見合った値となっている。Z 軸方向の計測値に関して平滑化処理を行うと外的誤差は 3.644（mm），内的誤差は 0.137（mm）となる。

以上の結果より，計測開始段階の機器のバグ，人の侵入，温度変化による誤差を除去し，平滑化によって偶然誤差を消去することで mm 精度での変位計測が可能であると考える。

4.6　結論と今後の課題

4.6.1 本研究の成果

本章は電波を用いて斜面の動態観測をリアルタイムに行う手法を計測し，斜面崩壊予測や高速道路法面の維持管理への適用に向けて精度の評価実験を行ったものである。本研究の成果をまとめると以下のようになる。

(1) 本計測手法の利点

斜面動態観測における GPS 測量の利点を考慮して，発信機を計測地点に，受信機を固定点に設置し，受信する電波の位相差から発信機の三次元座標を計測地点の位置座標として計測する手法の利点について検討を行った。本計測手法の利点は以下の通りである。

- 発信機と受信機の間は数百 km の距離であり，発信機と受信機間が約 20,200km 離れている GPS と較べて高精度な計測ができる。
- 発信機は耐久性に優れた安価な部品で構成しているため，計測対象斜面の任意の位置に数多く発信機を設置することが技術的・経済的に可能である。電波を発信するタイミングを調整することで斜面の多点の変位を同時に観測でき，リアルタイムで面的に斜面を観測することが可能である。
- 電波を用いているためワイヤレスであり，耐天候性にも優れている。

(2) 現場への適用に向けた実験

本計測手法の現場への適用に向けて，以下の実験を行った。

A) 京都大学構内における野外耐久性実験

京都大学の校舎壁面に発信機，受信機をとりつけ，野外における耐環境性を検証した結果，一年以上雨，風，温度の変化を受けた状況下でも mm 単位の精度が検出された。また，受信機，発信機が温度の影響を受けることが予想されたため，それぞれに熱電対温度計を設置して設置機器の温度と測定精度の関係を調べたところ，温度の上昇に伴って精度が劣化する傾向が明らかに見られた。この結果から温度の影響を系統誤差として取り除くことも可能となると考える。さらに，本計測手法の発信機と受信センサ配置によって異なる誤差感度の指標として DOP（Dilution of Precision）を用いた。精度評価指標としての DOP の妥当性を検討するために発信機の変位算出に用いる受信センサの配置を様々に変えて，DOP と精度の関係を調べた。その結果，受信センサが多いほうが内的精度は良く，また同じ数の受信センサであれば発信機を取り囲む位置に受信センサを配置した方が DOP の値が小さくなることが明らかとなった。さらに，DOP と精度の関係を調べたところ，DOP と偶然誤差の間には相関があることが認められ，DOP という指標で内的精度の評価を行うことが可能であるということが確認された。また，DOP が悪い場合にも偶然結果を取り除くフィルタリング処理を行うことで内的精度を向上させることに成功した。

B) 国土交通省近畿地方整備局　近畿技術事務所における長距離精度検証実験

本計測手法の現場への適用に向けて，近畿技術事務所のフィールドを用いて数百 m の距離で精度が確保できるかどうか検証した。計測値は X，Y 軸に較べて Z 軸方向の誤差が大きく，直線配置と L 字型配置では L 字型配置の方が精度が高いという結果が出た。また，フィルタリングによって計測値から偶然誤差を取り除くことが可能となった。さらに，受信センサ取り付けポールの温度と計測値の比較を行ったところ，温度が変化するときに計測値に大きな変動が見られる傾向が明らかとなった。

また，計測開始段階においては計測値が大きく変動するが，これは計測システムがおちつくまでに生じる誤差と考えられる。

(3) 本計測手法の現場への適用

本章では高知県の橋脚下部工工事予定地を本計測手法の適用現場として挙げている。本現場は風化，浸食作用を現在でも活発に受けている斜面である。また，現在，橋脚設置工事がすでに開始されており，それに伴って作られる竹割り土留め壁の壁面，土留め壁周辺の地表面変位を本計測手法にて計測中である。計測結果の一部を 4.5 に紹介した。計測開始段階や工事作業のために人が侵入した際には計測値にぶれが生じるものの，それ以外の期間においては高い精度で計測を行うことが可能であると考えられる。

4.6.2 新たな斜面モニタリングシステムに向けての展望

本節では本計測手法の精度向上のために必要な検討項目と，本計測手法を土台とした新しい斜面モニタリングのシステムを具体化していくための課題について述べる。

(1) 本計測手法の機器精度向上のために必要な検証項目

A) 平滑化フィルタリングに関する更なる考察…本章ではローパスフィルタによるフィルタリング処理により，偶然誤差を取り除くフィルタを検討した。一方，温度の影響のような系統誤差を取り除き，計測値の平均値を真値に近づけるフィルタはまだ完成していない。温度と誤差の関係を系統立てて取り扱うために電波暗室に本計測装置を設置して，温度を高温から低温の間で一定に保って変位計測を行うといった，4.5 で紹介したような室内実験を引き続き行う必要がある。また，現実の斜面は 40℃を超えるような高温や氷点下を下回るような低温にさらされることも十分に考えられる。室内実験はそういった外部条件を十分に考慮したものでなければならない。

B) マルチパスによる精度劣化を検証する実験…4.4.3，4.4.4 では屋上センサ，地下センサのデータを使用したときの測位結果の比較を行った。温度や DOP の影響を考慮してもなお地下センサデータによる測位結果の方が悪く，精度劣化の要因としてマルチパスの影響が挙げられることは既に述べたとおりである。マルチパスによる影響が大きいのであれば，計測対象物の周辺に構造物があるか否かで精度が大きく変わるということになる。実際の現場において周辺に構造物，樹木，動物等マルチパスを発生させる要因が存在することは容易に想像できるため，マルチパスに対する考察は十分に行う必要がある。マルチパスの影響を検証する実験としては，電波を反射するような構造物，壁等を電波吸収シートで覆った実験を行い，吸収シートを用いた場合と用いていない場合とで精度を比較するといったような案が挙げられる。

C) 気象条件に対する影響評価…実斜面においては雨，霧等にさらされる。近畿技術事務所での実験では，降雨があったときの計測値データが非常に悪い。降雨と精度の間には相関がみられることから，雨や霧が電波に与える影響を検証する必要がある。

D) 機器のバグに関する対策…計測値の中に単発的に大きなぶれが見られることがあるが，これは受信センサが電波を受信する際に生じるバグであり，除去可能であると考える。また，計測開始段階においては計測値に大きな変動がみられる。これは，発信機や受信センサか

らなる計測システムがおちつくまでに時間を要するためと考えられる。この機器のバグが機器内の部品の温度上昇によるものか，あるいは整数値バイアス決定の追尾に起因するものかは断定できていないが，この要因を追求し，誤差を取り除く必要がある。

E) 電波の指向性に関する検討
指向性とは，音，光，電波などの波について，発信源が設置される方向によって強度（単位立体角あたりのエネルギー）が異なる現象である。指向性を検討することによっても本計測手法の精度が向上すると考えられる。

以上のように，温度，気象，機器のバグによる誤差，偶然誤差を除去し，4.5 で検討したように，必要となる精度を得るための DOP 値を満たすような配置を目指すことで，mm 精度の斜面動態観測は十分行えると考える。

⑵ 新しい斜面モニタリングシステムの具体化へ向けた課題

本節では本計測手法を用いた新しい斜面モニタリングシステムについて述べる。図 4.6-1 に新しい斜面モニタリングシステムの概念図を示す。計測対象の斜面に発信機を設置し，受信機が受信した位相データを計測装置に集積する。計測装置内には位相データを変位データに変換する測位プログラム，変位データを平滑化するフィルタリングプログラムを内蔵する予定である。そうして得られた測位データを LAN ケーブルを介して Web にのせる。測位データを Web に掲載し，工事関係者，機器開発者，研究者がデータを閲覧できるシステムを構築中である。現時点では変位データを処理するプログラムとして，平滑化プログラムを使用しているが，現在の計測データの傾向から将来の変位予測をすることができるような逆解析プログラムを開発する必要もある。将来の変位予測を行うことができれば豪雨や融雪等，斜面崩壊の引き金となるような気象変動があった場合に警報を出す，あるいは計測間隔をより細かく設定し直すことも可能である。つまり，Web 閲覧者側から発信機に計測間隔を短くするようにコマンドを出せるような双方向性をもつ斜面モニタリングシステムが構築されることになる。このようなシステムを構築するために必要な開発項目を以下に挙げる。

- 現在得られている計測データから斜面の変動傾向を見出し，それを用いて将来の変位予測を行うような逆解析フィルタリングの開発…本計測手法は電波を用いており，任意の時間間隔で斜面の変位データを得ることが可能である。この特徴を利用すれば将来予測を行う逆解析フィルタをつくることも可能と考える。逆解析手法の代表的なものにカルマンフィルターがあるが，このフィルタの構築には地盤のモデルが必要であり，まずこの地盤モデルを選定することが逆解析フィルタを作成する上で必須である。
- Web システムの構築…計測地点と工事事務所，機器計測者，研究者が変位計測データを三次元の地理情報として閲覧できる防災 Web-GIS システムが必要である。
- 警報を発令する時に必要となる管理基準値の設定…管理基準値については変位計測データや地質条件等を考慮した上で決定し，必要に応じて更新していく必要がある。

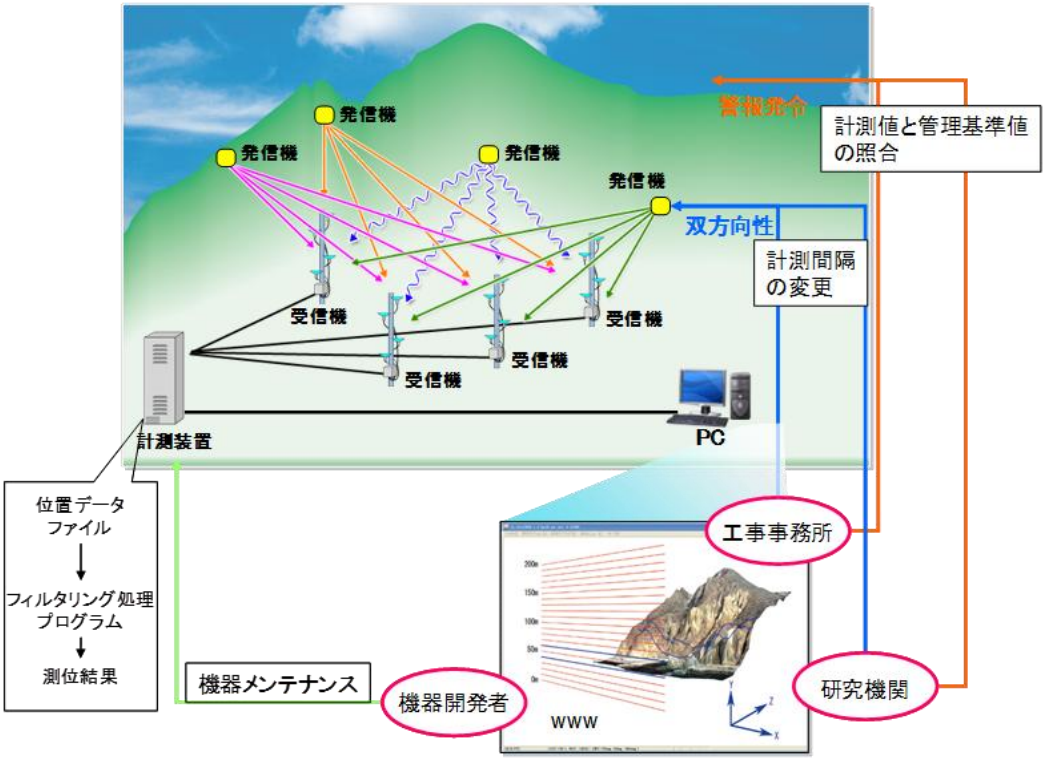


図 4.6-1　新しい斜面モニタリングシステムの概念図

5. 結論

5.1 本研究での検討事項のまとめ

本研究は，防災の観点からの水収支の評価手法，地中環境保全の観点からの温度をトレーサーとした水収支および熱収支の評価，斜面防災の観点からの計測法の開発に関する検討を行い，それらをとりまとめたものである。

2 章では，斜面における降雨時の危険を予測することを目的として，有限要素法を用いた浸透流解析に関する既往の知見をレビューするとともに，水循環の考えに基づいた斜面における地下水解析法についての検討を行った。具体的には降雨時の斜面において有限要素法を用いる際の境界条件をどのように設定するかについて検討した。従来河川流量計測や洪水予測に多用されているタンクモデルが非線形関数を容易に表すことができる点に注目し，このモデルを浸透流解析の境界条件に導入した。

2.3 では地下水を含めた水循環系について着目し，浸透メカニズムを定量的に評価できる浸透流解析と，水収支を対象とするタンクモデル解析法の各々の有利性を考慮した上で，斜面における実用性を意識した地下水解析法の構築を目的とした解析法を開発した。

平坦な地盤の構成土壌や地質の分布と性状，降雨浸透などの複雑性に加えて，斜面では勾配や降雨遅延応答効果を伴う側方浸透流などの要素を考慮する必要がある。従って，従来の浸透流解析のように側方境界条件を一定として斜面を解析するのではなく，降雨と側方流量に呼応して変動する斜面特有の境界条件に注目した。これらの変動に対応でき，貯留排水過程である指数減衰特性を有するため数値解析では表現し難い非線形現象を再現できるタンクモデルと，不均質性や異方性を持つ飽和･不飽和領域の自由地下水面等を評価できる浸透流解析に統合することにより，斜面における合理的かつ実用的な解析システムの構築を提案した。

この手法の適用範囲としては，地すべり地域なども含めた大小規模の斜面，切土や盛土などの人工斜面も網羅できるものと考えられ，豪雨や融雪などによる地すべり発生予測への有効性が期待される。また，本手法により得られた解析結果を用いることにより，斜面安定計算を行うことにより，正確な安全率を想定できる。

3 章では，温度最小限の計測データをタンクモデルに入力することにより水収支および熱収支を把握する検討を行った。

降雨と蒸発散が支配的な場においては，水収支と併せて熱収支についても検討を行う必要があることから， 3.1.1 では，タンクモデル法を用いて水収支および熱収支の検討を行った。ここでは，まず，水収支と熱収支に関する既往の知見を整理した。次に，降雨データを用いて水収支を評価した。また，バングラデシュ，ダッカにおける地中温度の計測を実施し，それらを用いて熱フラックスを計算し，熱収支を評価した。

本項では，ダッカにおいて空気，土，地下水の温度を 2007 年から 2 年間，日計測した 2 つの深度における年間の正弦波温度変化の振幅を比較し，見かけの熱拡散係数分布を評価した。具体的には，土の空隙率を 0.45，飽和度を 0.39 とし，熱容量を用いて不飽和の土の熱伝導率を 3.54 $Wm^{-1}K^{-1}$ と算出した。また，各季節における拡散係数の分布を算出した。

次に，水収支の評価を，5 層タンクモデルに降雨データを入力し，蒸発散公式を適用して日計算を実施した。

また，同じくタンクモデルを用いて，浮力または熱を垂直のフラックスとして取り扱うことにより熱収支を評価した。熱問題におけるフラックスと熱特性は伝導（conduction）あるいは対流（convection）と関係があり，ここでは対流のプロセスとして，蒸発散と浸透を検討し，土中計測温度を用いて熱収支を分析した。この領域では，飽和度は高く，対流（conductivity）が浸透および蒸発散を卓越する。9-10 月，11-12 月，1-2 月，3-4 月，5-6 月，7-8 月の熱拡散係数はそれぞれ，6.857，46.30，4.66，2.96，0.013 m^2s^{-1} と算出され，これは乾季における熱拡散係数が高いという傾向を示している。

また，温度計測中の地表面下の熱プロセスを評価し，排水プロセスとの比較を行った。温度は降雨に応答し，地下水位は降雨の合間に蒸発散により減少する。この変化はタンクモデルからの流出によって表現することができる。ただし，ここでは，水平方向の浸透は検討せず，鉛直方向の浸透のみ検討することとしている。実験では，地下水位を下部タンク底面から 1.5m に設定している。これは，数式 2.3-64 で示した 2.25m という値と比較して，ダッカの水位が豪雨のために比較的高いものとなっていることを示している。この値はまた，二つのタンクを合わせた高さよりも大きいことも注目に値する。

次に，地下水温の変化を対流（convection），伝導（conduction）あるいは拡散（diffusion）によるものに分類し，それぞれによって到達する温度を分析し，ヌセルト数を算出した。バングラデシュでは降雨と蒸発散が頻繁に発生し，このために地表面におけるヌセルト数は不安定な挙動を示す結果が得られた。

3.1.2 では, 岡山県人形峠において地中温度計測を行い, 水収支の素過程すなわち, 降雨, 浸透, 蒸発散，流出のそれぞれについて，水温測定値から熱収支の概念を併用することで最小限の気象観測値で解析するとともに，5 層タンクモデルに降雨データを入力し，蒸発散公式を適用することで，水収支ならびに熱収支を検討できることを示した。しかし，本検討はタンク底部に壁がないものと仮定しており，したがって，ここでの検討は水平方向の浸透に関する知見のみを与えるものである。ここで検討した鉱滓ダムにおける水収支および熱収支のメカニズムは, 砂地, 泥地, 水層における熱収支に関連するものであり，熱輸送にかかわる主要な要素は対流（convection），拡散（diffusion）および蒸発散（evapotranspiration）である。本検討で得られた主な知見は以下の通りである。

観測を行った夏季の条件下では，主に晴れた日の日中に土壌が加熱された。熱は地表面の砂地に蓄えられ，晴天によって乾いた土の雨が降ると，その雨が浸透することにより熱フラックスが鉛直下方向に入り込み，土の熱容量まで熱が土中に蓄えられる。冷却過程は降雨時から始まる。この過程は複雑なプロセスで，降雨後は降雨前よりも温度が下がることもある。日光による照射が始まると, 土壌の温度は上昇して水の密度が低下して体積膨張することで蒸発散が卓越し始め, 蒸気が空隙から大気中に発散する。貯留所の堆積層表面を覆う植生によって蒸発散が促進される。

次に，日射量及び有効逆放射量を用いて潜熱および顕熱を評価する手法を開発し，検証した。温度観測エリアは植生によって覆われている。植生は水の浸透と蒸発散の双方を抑制し，蒸発散

を促進する。植生が水収支に影響を与えるという結論は本検討の重要な成果の一つであり，これは，蒸発散が蒸発に比べて大きな影響を及ぼすという評価結果に基づくものである。夏季には，この植生の影響が比較的大きくなるものと考えられる。さらに，3.1.1で検討したアルゴリズムを用いて，熱の記録の原因が，対流（convective）および拡散（diffusion）（それぞれ浸透（infiltration）と伝導（conduction）に起因するもの）のどちらに該当するものであるかを検討した。ヌセルト数による評価の結果，この領域では拡散（diffusion）に比べて対流（convection）が支配的であるが，泥地ではわずかではあるが拡散も生じていることが示唆された。また，泥地の浅部では対流が支配的だった状況が豪雨によって飽和度が上昇し拡散が支配的である状況となっていることがわかった。3.1.2において紹介した水温観測は引き続き実施されている。本検討では，上記を踏まえ，今後も引き続き検討すべき課題が抽出出来たと言える。

4 章での検討は，斜面災害による被害から都市機能を守るための防災モニタリングシステムの構築に関するものである。斜面の防災技術に求められる以下の要件は以下の通りである。

1) ハザードを評価するための危険箇所抽出技術
2) 災害の影響を軽減する管理技術
3) 災害を予知する監視技術

これらの要件に対し，崩壊あるいは地すべり挙動の将来予測を行うために，斜面の 3 次元変位を面的かつ広範囲に監視，監視する技術の開発を行い，上記の項目に対して次のように対応させた。
1)抽出技術：日常点検の段階として斜面の挙動を広範囲に計測し危険箇所を抽出する。
2,3）管理及び監視技術：危険な兆候を把握した段階で，当該箇所を重点的に計測する。

上記の目的の下に，4 章では新たな斜面計測技術を提案し，以下のような特徴を持つ斜面監視システムの構築を検討した。

- 計測地点に発信機を設置し，電波を用いてデータを取得することで，原位置の三次元変位をリアルタイムに計測することを可能にする。
- 斜面における計測データは点や線の情報であるが，この値を全体的な空間と時間の場に拡張し，さらに，直接の観測情報で補完することでデータの妥当性を補完しながら斜面の安定性を総合的に評価するような計測システムを実現する。
- 電波を使うことの利点を活かし，ワイヤレスで耐天候性に優れた計測を目指す。

5.2 今後の課題

以上に述べた本論文における提案に関する今後の検討課題を記述する。

5.2.1 統合型地下水数値解析法の課題

本解析システムにおける今後の研究課題としては， 3 次元モデルへの適用，有限要素法の適用範囲の検討が挙げられる。その上で，道路規制解除，融雪モデルへの応用が考えられる。

(1) 3 次元モデルへの適用，有限要素法の適用範囲

本研究で用いた浸透流解析は 2 次元断面におけるものである。しかし，当然，地下水挙動は 3 次元空間内で捉えるべきであり，平面 2 次元や鉛直 2 次元解析法によるモデル化では地下水挙動の表現が不十分と言わざるを得ない。従って，「地下水数値解析法をどのように利用するか」，またその時，「複雑な地盤・岩盤をどのようにモデル化して解析するのか」を論じる上で 3 次元浸透流解析が最適である。3 次元浸透流解析にタンクモデルを統合することの必要性は既に述べたとおりである。また，水収支を考慮できるタンクモデルの有利性を強調したが，タンクモデルは実測値からタンク係数を合わせるため，実測データがないところでは利用できない。つまり，有限要素法の適用範囲の検討が今後の研究課題として挙げられる。さらに，地質構造を調べてから境界条件としてのタンクモデル係数を設定し，地すべり対策を実施するというような，運用面での工夫も必要となる。

(2) 道路規制解除の時期決定への応用

現在の規制指標は累積降雨や降雨強度によって定められている。しかし，梅雨のような長雨が続き，地下水位が高く，過飽和状態である斜面では，規制値以下の降雨でも崩壊する条件が整っている。また，無降雨が続き，斜面自体が乾燥していれば，規制値以上の雨が降っても崩壊には至らない場合もある。 こういった例からも累積降雨，降雨強度のみを基準とした規制指標は不十分であり，地下水挙動を基準とすべきであると考えられる。 斜面での地下水挙動は降雨に応答するので，降雨遅延応答効果を表現するタンクモデルと，飽和・不飽和浸透流解析が可能である有限要素法を組み合わせた解析ツールが有効である。既述したように，タンクモデルを統合した解析結果の方が固定水頭の結果に較べて早く上がり，下がるのが遅く，全体を通して水位が高く位置している。つまり，固定水頭による解析結果水位を見て安全と判断しても，変動水頭による解析結果から見ればまだ危険な状態が続くということである。

道路規制への応用手順は,過去の降雨時の地下水挙動を把握し,その際の斜面の安定率を求め,次回の降雨時における危険度を数値として算出し道路規制に用いる，といったものである。斜面によって地質構造や勾配，過去の降雨による地下水涵養量は異なるので，これらをどう考慮するか，また，地すべりと表層崩壊の区別をどのように扱うかが今後の検討課題である。

(3) 融雪モデルへの応用

現場シミュレーションに用いた山形県水沢地区は豪雪地帯である。月別降水量をみると 11 月～1 月の降水量（降雨+降雪）が年間を通して多く，降雨に比べて降雪が多い地区である。また，

降雪は 3 月，4 月に気温が 0 度になると同時に溶け出し，地盤に浸透し始める。その浸透量は多いときには 400mm/年～500mm/年にものぼり，融雪は一種の異常な豪雨状態といえる。また，融雪による影響は降雨と違って長期的，広域的に作用すると考えられる。これは流域に浸透した融雪水が降雨の場合よりも長期間，広域にわたって流入するためである。従って，のり面表層からの浸透だけでなく，上方斜面からの流入を考える必要があり，タンクモデルを浸透流解析の側方境界条件に設定することの有効性が大きく発揮されると考えられる。さらに，融雪が地すべりの直接的な原因となるまでには，先行期間の融雪滲透水が地すべり地内の地下水を涵養し，地すべり発生の素地をつくり，周期的な地すべりを発生させるといった過程がある。従って，融雪時斜面安定解析では，このような地下水涵養を含めた浸透メカニズムをどう考慮するかが課題である。

5.2.2 タンクモデルを用いた水収支と熱収支の検討に関する課題

(1) 集水区域への拡張

3.1.1 の検討では，地下水温の変化を対流（convection），伝導（conduction）あるいは拡散（diffusion）によるものに分類し，それぞれによって到達する温度を分析し，ヌセルト数を算出した。ここで用いた分析手法について，もし下部タンクからの排出と上部タンクからの水平方向の浸透を認め，高さ z における初期排出を 0 とし，サブスクリプトに総和規約を使用すれば，この方法を温度を観測した地点のみならず，集水区域にも拡張して適用することが出来るものと考えられる。また，タンクモデルには恣意性が入ること，また，物理モデルではないことから，何かほかの物理モデルと組み合わせた検討も必要となる。

(2) 蒸発散および地下水涵養量を特定する評価手法の開発

植生が水収支に影響を与えるという結論は 3.1.2 における検討の重要な成果の一つであり，これは，蒸発散が蒸発に比べて大きな影響を及ぼすという評価結果に基づくものである。夏季には，この植生の影響が比較的大きくなるものと考えられる。従って，本検討の今度の課題として，蒸発散の量を特定するような，熱収支評価手法の開発が挙げられる。これに加えて，今回の検討をさらに発展させ，地下水涵養量を推定することが肝要となる。

(3) ヌセルト数についての検討

対流と移流の比を示すパラメータとして示したヌセルト数は，広義には質量速度（mass velosity）であることに注意する必要がある。質量速度とは，流体の速度の大きさ U と密度 ρ との積 ρU のことをいう。断面積が一定の管を通る定常流においては，場所によって ρ や U が変っても，質量速度 ρU は質量保存則によって一定に保たれる。しかし，固体中の熱伝達と浸透の質量速度の双方を考えると，対流がない状態でもヌセルト数は 1 とはならないと考えられ，この点についても今後検討を進めていく必要がある。

(4) 含水量を経時的に変化させた評価手法の検討

人形峠における土壌のほとんどは砂地を除いて飽和状態となる一方で砂地では，経時的な変化

が顕著となる。本検討では含水量を一定と仮定しているが，砂地の含水量の与え方に関する改良が今後の課題として挙げられる。

5.2.3 電波位相差計測法に関する課題

本節では本計測手法の精度向上のために必要な検討項目と，本計測手法を土台とした新しい斜面モニタリングのシステムを具体化していくための課題について述べる。

(1) 本計測手法の機器精度向上のために必要な検証項目

A) 平滑化フィルタリングに関する更なる考察…本研究ではローパスフィルタによるフィルタリング処理により，偶然誤差を取り除くフィルタを計測した。一方，温度の影響のような系統誤差を取り除き，計測値の平均値を真値に近づけるフィルタはまだ完成していない。温度と誤差の関係を系統立てて取り扱うために電波暗室に本計測装置を設置して，温度を高温から低温の間で一定に保って変位計測を行うといった，4.5 で紹介したような室内実験を引き続き行う必要がある。また，現実の斜面は 40℃を超えるような高温や氷点下を下回るような低温にさらされることも十分に考えられる。室内実験はそういった外部条件を十分に考慮したものでなければならない。

B) マルチパスによる精度劣化を検証する実験…4.4.3，4.4.4 では屋上センサ，地下センサのデータを使用したときの測位結果の比較を行った。温度や DOP の影響を考慮してもなお地下センサデータによる測位結果の方が悪く，精度劣化の要因としてマルチパスの影響が挙げられることは既に述べたとおりである。マルチパスによる影響が大きいのであれば，計測対象物の周辺に構造物があるか否かで精度が大きく変わるということになる。実際の現場において周辺に構造物，樹木，動物等マルチパスを発生させる要因が存在することは容易に想像できるため，マルチパスに対する考察は十分に行う必要がある。マルチパスの影響を検証する実験としては，電波を反射するような構造物，壁等を電波吸収シートで覆った実験を行い，吸収シートを用いた場合と用いていない場合とで精度を比較するといったような案が挙げられる。

C) 気象条件に対する影響評価…実斜面においては雨，霧等にさらされる。近畿技術事務所での実験では，降雨があったときの計測値データが非常に悪い。降雨と精度の間には相関がみられることから，雨や霧が電波に与える影響を検証する必要がある。

D) 機器のバグに関する対策…計測値の中に単発的に大きなぶれが見られることがあるが，これは受信センサが電波を受信する際に生じるバグであり，除去可能であると考える。また，計測開始段階においては計測値に大きな変動がみられる。これは，発信機や受信センサからなる計測システムがおちつくまでに時間を要するためと考えられる。この機器のバグが機器内の部品の温度上昇によるものか，あるいは整数値バイアス決定の追尾に起因するものかは断定できていないが，この要因を追求し，誤差を取り除く必要がある。

E) 電波の指向性に関する検討

電波の指向性を検討することによっても本計測手法の精度が向上すると考えられる。

以上のように，温度，気象，機器のバグによる誤差，偶然誤差を除去し，4.5 で検討したように，必要となる精度を得るための DOP 値を満たすような配置を目指すことで，mm 精度の斜面動態観測は十分行えると考える。

⑵ 新しい斜面モニタリングシステムの具体化へ向けた課題

本計測手法を用いた新しい斜面モニタリングシステムの概念図を図 4.6-1 に示す。計測対象の斜面に発信機を設置し，受信機が受信した位相データを計測装置に集積する。計測装置内には位相データを変位データに変換する測位プログラム，変位データを平滑化するフィルタリングプログラムを内蔵する予定である。そうして得られた測位データを LAN ケーブルを介して Web にのせる。測位データを Web に掲載し，工事関係者，機器開発者，研究者がデータを閲覧できるシステムを構築中である。現時点では変位データを処理するプログラムとして，平滑化プログラムを使用しているが，現在の計測データの傾向から将来の変位予測をすることができるような逆解析プログラムを開発する必要もある。将来の変位予測を行うことができれば豪雨や融雪等，斜面崩壊の引き金となるような気象変動があった場合に警報を出す，あるいは計測間隔をより細かく設定し直すことも可能である。つまり，Web 閲覧者側から発信機に計測間隔を短くするようにコマンドを出せるような双方向性をもつ斜面モニタリングシステムが構築されることになる。このようなシステムを構築するために必要な開発項目を以下に挙げる。

- 現在得られている計測データから斜面の変動傾向を見出し，それを用いて将来の変位予測を行うような逆解析フィルタリングの開発…本計測手法は電波を用いており，任意の時間間隔で斜面の変位データを得ることが可能である。この特徴を利用すれば将来予測を行う逆解析フィルタをつくることも可能と考える。逆解析手法の代表的なものにカルマンフィルターがあるが，このフィルタの構築には地盤のモデルが必要であり，まずこの地盤モデルを選定することが逆解析フィルタを作成する上で必須である。
- Web システムの構築…計測地点と工事事務所，機器計測者，研究者が変位計測データを三次元の地理情報として閲覧できる防災 Web-GIS システムが必要である。
- 警報を発令する時に必要となる管理基準値の設定…管理基準値については変位計測データや地質条件等を考慮した上で決定し，必要に応じて更新していく必要がある。

謝辞

本論文を作成するにあたり，終始熱心なご指導とご鞭撻を賜りました岡山大学環境理工学部・西山哲教授，市川康明教授，大久保賢治教授，河村雄行教授， 木元和志准教授に心より感謝申し上げます。

また，本研究に多大なご理解と支援をいただきました，株式会社クインテッサジャパン　代表取締役社長　高瀬博康氏に厚く御礼申し上げます。

本論文は，降雨時の斜面における水収支の評価手法，地中環境保全を目的とした温度をトレーサーとした水収支および熱収支の評価手法，斜面防災を目的とした動態観測手法の開発に関する検討を行い，それらをとりまとめたものであり，本論文をまとめるにあたり，水文技術コンサルタントの高橋健二氏，バングラデシュ工科大学の Md. Shah Alam Khan 教授，三菱電機株式会社の西川啓二氏には，タンクモデルによるデータ分析や斜面安定のための室内・屋外試験に至るまで御協力を頂きました。ここに深く感謝の意を表します。

最後に，本論文の執筆を見守り，応援してくれた両親と祖父母，家族に感謝いたします。

参考文献

1　千木良雅弘：災害地質学入門,近未来社，pp.173-181，1998.

2　建設産業調査会：改訂　地下水ハンドブック，pp.1099-1103，1998.

3　西山哲：デジタル画像データを用いた逆解析手法の地盤挙動評価法への適用に関する研究，京都大学工学研究科博士論文，2003.

4　恩田裕一，奥西一夫，飯田智之，辻村真貴編：水文地質学,古今書院，pp.11，2002.

5　Horton,R.E., The role of in the hydrological cycle: Transactions of American Geophysical Union, 14, 446-460, 1933.（平田徳太郎訳：水文学的循環に於ける浸透の役割：林業試験集報，62号，72-89，1993.）. Horton,R.E., Erosional development of streams and their drainage basins; hydrological approach to quantitative morphology：Bulletin of Geological Society of America, 56, 275-370, 1945.

6　赤坂隆：数値計算（応用数学講座　第 7 巻），pp.470，1977.

7　框根勇：水文学，大明堂，pp.43，1980.

8　濱田浩正，今泉眞之，小前隆美：ラドン濃度を指標とした地下水調査・解析法，農業工学研究所報告，36，pp.17-50，1997.

9　菅原正巳：流出解析法，共立出版，pp.26-54，1973.

10　菅原正巳：続流出解析法，共立出版，pp.83-95，1979.

11　水理公式集委員会：水理公式集，昭和 38 年増補改訂版　土木学会，pp603，1964.

12　Davis, S.and De Wiest, R：Hydrogeology, John Wiley & Sons Inc.pp.463, 1966.

13　半谷高久：水質調査法，丸善，pp.399，1960.

14　石井政次，大島洋志，永橋健三：Geology and Hydrology of Rokko Tunnel in New Sanyo Trunk Line. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute Vol. 8 No.4, pp.184-194, 1967.

15　金子良：農業水文学，共立出版社，pp.286，1973.

16　山本荘毅：地下水調査法，地球出版，pp.320，1962.

17　杉山博信・後藤真宏：ダム流域における渇水に関する一考察．ハイドロロジー，№14，pp.27～35，1984.

18　吉川秀夫・竹内邦良：渇水持続線の性質とその応用，土木学会論文報告集，№234，pp.61～71，1975.

19　安部謙夫：九州における河川の流量について，土木学会 Vol-12，pp.975-1095，1962.

20　石橋弘道,山田憲夫：トンネル湧水の湧出機構と水質，ハイドロロジー，Vol-16，pp.18-26，1989.

21　大島洋志：トンネル掘削に伴う湧水とそれに伴う水収支変化に関する水文地質学的研究，鉄研報告 No.1228，1983.

22　財団法人高速道路技術センター：山形自動車道西川地区地すべり対策検討（日本道路公団仙台建設局委託）報告書，pp.57，1994.

23　Pinder.G.F and Gray．W.G.:Finite Element Simulation in Surface and subsurface Hydrology, pp.295, 1977.

24 赤井浩一, 大西有三, 西垣誠 : 有限要素法による飽和・不飽和浸透流の解析,土木学会論文報告集, No.264, pp.87-95, 1977.
25 松尾新一郎, 河野伊一郎 : 地下水低下工法, 鹿島出版会, 1970.
26 駒田広也 : 飽和－不飽和土中の非定常浸透流解析, 電力中央研究所報告, No.377015, 1978.
27 市川康明, 崔定海, 金炳澈 : 多孔質体における拡散・浸透問題の関連について, Journal of the Society of Materials Science, Japan, Vol.56, No.9, pp.851-857, Sep. (2007).
28 J. Bear and A. Verruijt, "Modelling groundwater flow and pollution", pp.1-385 (1987) D. Reidel.
29 O. Coussy, "Mechanics of porous continua", pp.1-450 (1995) John Wiley & Sons.
30 Y. Ichikawa, K. Kawamura, N. Fujii and N. Theramast, "Molecul ar dynamics and multiscale homogenization analysis of seepage / diffusion problem in bentonite clay", International Journal for Numerical Methods in Engineering, Vol.54, pp.1-40 (2002).
31 W. J. Moore, "Physical chemistry", 4th ed., pp.253-315 (1972) Printice-Hall.
32 Bowen, R.: 'Theory of mixture", in Continuum Physics Vol.Ⅲ, ed. A.C. Eringen, Academic Pr., pp.1-127 (1976).
33 市川康明, 橘翔子, 崔定海, A.P.S. Selvadurai : 飽和多孔質体における多成分混合溶液の拡散・浸透圧密問題の新展開, 材料学会, Vol.59, No.3, pp.227-230, 2010.3.
34 Ichikawa, Y., Kawamura, K.,et al : "Seepage and consolidation of bentonite saturated with pure- or salt-water by the method of unified moleculer dynamics and homogenization analysis", Eng. Geology, Vol.60, pp.127-138 (2001).
35 Tachibana, S., Ohnishi, Y., Nishiyama, S., Ramli, M.: A New Ground Water Analysis Method With Rainfall For Slope Stability Evaluation", 2006, ISRM Int. Symp. 2006, 4th Asian Rock Mechanics Synposium, Singapore, World Scientific, 439.
36 橘翔子, 大西有三, 西山哲 : 降雨に対する斜面安定性評価のための浸透流解析の研究, 土木学会第 60 会年次学術講演会, 369-370, 2005.
37 橘翔子, 大西有三, 西山哲, 高橋健二 : 降雨に対する斜面安定性評価のための浸透流解析手法の研究, 日本材料学会第 54 期学術講演会講演論文集, 121-122, 2005.
38 石橋弘道,山田憲夫: トンネル湧水の湧出機構と水質, ハイドロロジー, Vol-16, pp.18-26, 1989.
39 矢田部龍一 : まさ土地帯における降雨時の斜面崩壊の機構と予測に関する研究, 京都大学工学博士学位論文, 1986.
40 高橋健二 : 水循環系を考慮した地下水数値解析法の開発, 京都大学大学院工学研究科博士論文, 第 6 章, 2004.
41 日本材料学会編 : ロックメカニクス, 技報堂出版, pp.230,2002.
42 榎明潔 : 無限斜面の安定の図解法, http://gw.civil.okayama-u.ac.jp/jgs-okayama/slope/slope2004/No.2/enoki1.pdf.
43 大島洋志 : トンネル掘削に伴う湧水とそれに伴う水収支変化に関する水文地質学的研究,鉄研報告 No.1228, 1983.

44 上野将司：地盤工学者のための地形・地質情報の活用法講座，11．地形地質情報の活用例（その5).
45 大澤 英昭，澤田 淳，梅木 博之，濱 克宏，高瀬 博康，橘 翔子（2008）：次世代型サイト特性調査情報統合システムの開発，8；システムの基本設計，日本原子力学会 2008 年秋の大会.
46 仙波 毅，大澤 英昭，日置 一雅，橘 翔子，高瀬 博康，McKinley, I. G.（2009），Practical application of the KMS, 2; Site characterisation, Proceedings of 12th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management (ICEM '09/DECOM '09) (CD-ROM), 8 Pages, 2009/10.
47 中安 昭夫，岩月 輝希，橘 翔子，Yang, H（2010）：次世代型サイト特性調査情報統合システムの開発,5; エキスパートシステム構築ソフトウェアの開発，日本地球惑星科学連合 2010 年大会.
48 大澤 英昭，梅木 博之，日置 一雅，中野 勝志，高瀬 博康，橘 翔子，McKinley, I. G.，大久保 博生（2008）：地層処分技術に関する知識マネジメントシステムの開発,3.1; マネジメント機能のインテリジェント化に関する設計研究，日本原子力学会 2008 年春の大会.
49 岩月 輝希，濱 克宏，中安 昭夫，橘 翔子，宮入 留雅，Yang, H.（2010）：次世代型サイト特性調査情報統合システムの開発,5; 地球化学調査にかかわるエキスパートシステムの構築，日本原子力学会 2010 年秋の大会.
50 高瀬博康，橘翔子（2008）：黒板アーキティチャを用いた地質環境調査の知識ベースの構築，日本原子力学会 2008 年秋の大会.
51 牧野 仁史, 日置 一雅, 梅木 博之, 橘 翔子, 高瀬 博康, McKinley, I. G.：Challenges for the JAEA KMS; Fostering inventive design and problem solving，Proceedings of 12th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management (ICEM '09/DECOM '09) (CD-ROM), 9 Pages, 2009/10.
52 牧野 仁史，梅木 博之，高瀬 博康，橘 翔子（2010）：知識工学を利用した地層処分性能評価レポート作成支援システム(PAIRS)の開発と適用事例，日本原子力学会 2010 年秋の大会.
53 小尾 繁，牧野 仁史，梅木 博之，日置 一雅，川崎 大介，橘 翔子（2011）：核燃料サイクルシステム全体を視野に入れた包括的な廃棄物マネジメントに向けた技術基盤の開発,3; 核種移行解析及びレポート化の支援のための電子性能評価レポート，日本原子力学会 2011 年秋の大会.
54 Gleick, P. H.：Water in Crysis-A Guide to the World's Fresh Water Resources. OxfordUniversity Press, 1998.
55 Biswas, A. K.，高橋裕・早川正子訳：水の文化史－水文学入門－，総合出版．原題は History of Hydrology, 1979.
56 ルクレーテイウス,樋口勝彦訳：物の本質について，岩波文庫，1961.
57 福井英一郎：気象学（第５版），古今書院，1947.
58 Budyko, M.I，内島善兵衛訳：地表面の熱収支，河川水温調査会，1956.
59 Budyko, M.I，内島善兵衛・岩切敏訳：気候と生命，上下，東大出版会，1973.
60 Sellers, D. W.：PhysicalClimatology. Chicago University Press, 1965.

61 Hartmann, D. L.：Global Physical Climatology. Academic Press, 1994.
62 Geiger, R.：The Climate near the Ground （英語版）. Havard University Press, 1957.
63 Miller, D. H.：Water at the surface of the Earth：An Introduction to Ecosystem Hydrodynamics. Academic Press, 1977.
64 Miller, D. H.：Energy at the surface of the Earth：An Introduction to the Enagetics of Ecosystems. Academic Press, 1981.
65 新井正：日本の水－その風土の科学－，三省堂，1980.
66 框根勇：水と気象，朝倉書店，1989.
67 近藤純正：身近な気象の科学－熱エネルギーの流れ－，東京大学出版会，1987.
68 近藤純正編著：水環境の気象学－地表面の水収支・熱収支－，朝倉書店，1994.
69 近藤純正：地表面に近い大気の科学.理論と応用，東京大学出版会，2000.
70 竹内清秀・近藤純正：地表面に近い大気（待機価格講座 1），東大出版会，1981.
71 Sutton, O. G.：Micrometeorology. McGraw-Hill, 1953.
72 Oke, T. R.：Boundary Layer Climates. Methuem & Co, 1978.
73 武田喬男・上田豊・安田信壽・藤吉康志：水の気象学，東大出版会，1992.
74 新井正・西沢利栄：水温論，共立出版，1974.
75 Hutchinson, A. U.：A Treatise on Limnology, Vol1. 1. John Wiley and Sons, 1957.
76 Lerman, A. 編，奥田節夫・半田暢彦監訳：湖沼の科学，化学，地質学，物理学，古院書院，1984.
77 吉村信吉：湖沼学，三省堂，1937.
78 Linsley, R. K.,Kohler, M. A. and Paulhus, J. L. H.：Applied Hudrology. McGraw-Hill., 1949, 1975.
79 Chow, V. T. ed.：Handbook of Applied Hydrology. McGraw-Hill, 1964.
80 阿部謙夫：水文学，岩波書店，1933.
81 君島八郎：地下水，丸善，1934.
82 吉村信吉：地下水，丸善，1942.
83 野満隆治：河川学，地人書館，1943.
84 野満隆治・瀬野錦蔵：新河川学，地人書館，1959.
85 日本農業気象学会関東支部：農業気象の測器と測定法，農業技術協会，1988.
86 日本農業気象学会：新訂農業気象の速記と測定法，農業技術協会，1997.
87 新編農業気象ハンドブック編集委員会：新編農業気象ハンドブック，養賢堂，1974.
88 牛山素行編：身近な気象・機構調査の基礎，古今書院，2000.
89 Thornthwate, C. W.：An approach toward a rational classification of climate. Geographical Peview, Vol. 38, 55-94, 1948.
90 Penman, H. L.：Natural evaporation from open water, bare soil amd grass. Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A, Vol. 193, 120-145, 1948.
91 Thornthwate, C. W.：The climates of North America according to a new classification. Geographical Review, Vol. 21, 633-655, 1931.

92 Penman, H. L.：Vegetation and Hydrology. Commonwealth Agricultural Bureaux, London, 1963.
93 関口武・吉野正敏：日本の流域別水収支の年変化様式，地理学評論 26 巻，110-121，1953.
94 菅原正巳：流出解析，共立出版，1972.
95 新井正：地域分析のための熱・水収支水文学，古今書院，2004.
96 堂本暁子・岩槻邦夫：温暖化に追われる生き物たち，生物多様性からの視点，築地出版，1997.
97 東京都環境保全局編：東京都環境基本計画，東京都環境保全局，1997.
98 Raven, P. and L. Berg.：Environment, 3rd ed., Harcourt College Publishing, New York. .612 pp., 2001.
99 Darcy, H.：Les Fontaines publiques de la ville de Dijon. Dalmont, Paris, 1856.
100 Kaplan, W.：Advanced Calculus. Addison-Wesley, Reading, MA., 1984.
101 Curtis, A. A. and K. K. Watson.：Hysteresis-affected water movement in scale-heterogeneous profiles. Water Resour. Res. 20:719-726, 1984.
102 Kaplan, W.：Advanced Calculus. Addison-Wesley, Reading, MA, 1984.
103 Nielsen, D. R., J. W. Biggar, and K. T. Em.：Spacial variability of field-measured soil-water properties. Hilgardia 42:215-259, 1973.
104 Philip, J. R.：The theory of infiltration. Adv. Hydrosci. 5:215-296, 1969.
105 Horton, R. E.：Analysis of runoff-plot experiments with varying infiltration capacity. Trans. Am. Geophys. Union, 20th Annu. Meet., Part IV, pp.693-694, 1939.
106 Horton, R. E.：An approach toward a physical meaning of infiltration capacity. Soil. Sci. Soc. Am. Proc. 5:399-417, 1940.
107 Green, W. H. and G. A. Ampt.：Studies in soil physics: I. The flow of air and water through soils. J. Agric Sci. 4:1-24, 1911.
108 Boulier, J. F., J. Y. Parlange, M. Vauclin, D. A. Lockington, and R. Haverkamp.：Upper and lower bounds of the ponding time for near-constant surface flux. Soil Sci. Soc. Am. J. 51:1424-1428, 1987.
109 Kutilek, M.：Constant rainfall infiltration. J. Hydrol. 45:289-303, 1980.
110 Parlange, J. Y. and R. E. Smith.：Ponding time for variable rainfall rates. Can. J. Soil Sci. 56:121-123, 1976.
111 Smith, R., C. Corradini, and F. Melone.：Modeling infiltration for multistorm runoff events. Water Resour. Res. 29:133-144, 1993.
112 Reynolds, W., D. Elrick, E. Youngs, H. Booltink, and J. Bouma.：Saturated and field-saturated water flow parameters: laboratory methods. pp. 802-804. In: J. Dane and G. Topp (Eds.), Methods of Soil Analysis, Part4, Physical Methods. Soil Science Society of America, Madison, WI, 2002.
113 Wooding, R. A.：Steady infiltration from a shallow circular pond. Water Resour. Res. 4:1259-1273, 1968.

114 Reynolds, W. and D. Elrick. : Ponded infiltration from a single ring: I. Analysis of steady flow. Soil Sci. Soc. Am. J. 54:1233-1241, 1990.

115 Philip, J. R. : Infiltration in one, two, and three dimensions. pp.1-13. In: Proc Natl. Conf. Advances in Infiltration. American Society of Agricultual Engineers, St. Josephs, MI, 1983.

116 Kung, K. J. S. : Preferential flow in a sandy vadose zone: 1. Field observations. Geoderma 46:51-58, 1990.

117 White, R. E. : The influence of macropores on the transport of dissolved and suspended matter through soil. Adv. Soil. Sci. 3:95-120, 1985.

118 Brewer, R. : Fabric and Mineral Analysis of Soils. Wiley, New York, 1964.

119 Reeves, M. J. : Recharge of the English Chalk: a possible mechanism. Eng. Geol. 14:231-240, 1980.

120 Thomas, G. and R. E. Philips. : Consequences of water flow in macropores. J. Environ. Qual. 8:149-152, 1979.

121 Quisenberry, V. and R. E. Phillips. : Displacement of soil water by simulated rainfall. Soil Sci. Soc. Am. J. 42:675-679, 1978.

122 Beven, K.and P. Germann. : Macropores and water flow in soils. Water Resour. Res. 18:1311-1325, 1982.

123 Baker, R. S. and D. Hillel. : Laboratory tests of a theory of fingering during infiltration into layered soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 54:20-30, 1990.

124 Hill. D. E and J.-Y. Parlange. : Wetting front instability in layered soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 36:697-702, 1972.

125 Peck, A. J. : Moisture profile development and air compression during water uptake by bounded porous bodies: 3. Vertical clumns, Soil Sci, 100:44-51, 1965.

126 Hendrickx, J. M. H., L. W. Dekker, and O. H. Boersma. : Unstable wetting fronts in water repellent field soils. J Environ. Qual. 22:109-118, 1993.

127 Chuoke, R. L., P. van Meurs, and C. van der Poel. : The instability of slow, immisible, viscous liquid-liquid displacement in permeable media. Trans. Am. Inst. Min. Eng. 216:188-194, 1959.

128 Geiger, S. L. and D. S. Durnford. : Infiltration in homogeneous sands and a mechanistic model of unstable flow. Soil Sci. Soc. Am. J. 64:460-469, 2000.

129 Selker, J. S, T. S. Steenhuis, and J. Y. Parlange. : Wetting front instability in homogeneous sandy soils under continuous infiltration. Soil Sci. Soc. Am. J. 56:1346-1350, 1992.

130 Diment, G. A. and K. K. Watson. : Stability analysis of water movement in unsaturated porous materials: 3. Experimental studies. Water Resour. Res. 21:979-984, 1985.

131 Wang, Z., A. Tuli, and W. A. Jury. : Unstable flow during redistribution in homogeneous soil. Vadose Zone. J. 2:52-60, 2003.

132 Raats, P. A. C. : Unstable wetting fronts in uniform and nonuniform soils. Soil. Sci. Soc. Am. Proc. 37:681-685, 1973..

133 Philip, J. R. : Stability analysis of infiltration. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 39:1042-1049, 1975.

134 Constants, J.., S. W. Tyler, and E. Kwicklis. : Temperature-ptofile methods for estimating percolation rates in arid environments. Vadose Zone J. 2:12-24, 2003.

135 Ren, T., G. J. Kluitenburg, and R. Horton. : Determining soil water flux and pore water velocity by a heat pulse technique. Soil Sci. Soc. Am. J. 64:552-560, 2000.

136 Shao, M., R. Horton, and D. B. Jaynes. : Analytical solution for one-dimensional heat conduction-convection equation. Soil Sci. Soc. Am. J. 62:123-128, 1998.

137 Wang, Q., T. E. Ochsner, and R. Horton. : Mathematical analysis pf heat pulse signals for soil water flux determination. Water Resour. Res. 38:10.1029/2001WR1089, 2002.

138 Westcott, D. W. and P. J. Wierenga. : Transfer of heat by conduction and vapour movement in a closed soil system. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 38:9-14, 1974.

139 Bachmann, J., R. Horton, S. A. Grant, and R. R. van der Ploeg. : Temperature dependence of water retention curves for wettable and water repellent soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 66:44-52, 2002.

140 Russell, E. W. : Soil Conditions and Plant Growth, 10th ed. Longman, London, 1973.

141 Baker, J. and R. Norman. : Evaporation from natural surfaces. pp. 1047-1071. In: J. Dane and G. Topp (Eds.), Methods of soil Analysis, Part 4, Physical Methods. Soil Science Socienty of America, Madison, WI, 2002.

142 Penman, H. L. : Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. Proc. R. Soc. Ser. A 190:120-145, 1948.

143 Murray, F. W. : On the computation of saturation vapour pressure. J. Appl. Meteorol. 6:203-205, 1967.

144 Sauner, T. J. and R. Horton. : Soil heat flux. In: J. L. Hatfield (Ed.), Micrometeorol-ogy in Agricultual Systems. Monograph. American Society of Agtonomy, Madison, WI, 2003.

145 Fuchs, M. and A. Hadas. : The heat flux density in a non-homogeneous bare loessial soil. Boundary-Layer Meteorol. 3:191-200, 1972.

146 Sauer, T. J. : Heat flux density. pp. 1233-1248. In: G. C. Topp and J. H. Dane(Eds.), Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods. Soil Science Society of America, Madison, WI, 2002.

147 Smith, W. O. and H. G. Byers. : The thermal conductivity of dry soil of certain of the great soil groups. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 3:13-19, 1938.

148 Patten, H. E. : Heat Transference in Soils. Bulletin 59. U.S. Department of Agriculture Bureau of Soils, Washington. DC, 1909.

149 van Rooyen, M. and H. F. Winterkorn. : Structural and textural influences on the thermal conductivity of soils. Highway Res. Bd. Proc. 38:576-621, 1959.

150 van Duin, R. H. A.：The Influence of Soil Management on the Temperature Wave near the Surface. Technical Bulletin 29. Institute for Land and Water Management Research, Wageningen, The Netherlands, 1963.
151 Patten, H. E.：Heat Transference in Soils. Bulletin 59 U.S. Department of Agriculture Bureau of Soils, Washington, DC, 1909.
152 Jury, W. A. and E. E. Miller.：Measurement of the transport coefficients for coupled flow of heat and moisture in a medium sand. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 38:551-557, 1974.
153 Bristow. K. L.：Thermal conductivity. pp. 1209-1226. In: G. C. Topp and J. H. Dane (Eds.) Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods. Soil Science Society of America, Madison, WI, 2002.
154 De Vries, D. A. and A. J. Peck.：On the cylindrical probe method of measuring thermal conductivity with special reference to soils. Aust. J, Phys. 11:255-271, 1968.
155 Jackson, R. D. and S. A. Taylor.：Heat Transfer. pp. 349-360. In: C. Black (Ed.), Methods of Soil Analysis, Vol. 1. American Society of Agronomy, Madison, WI, 1965.
156 西沢利栄：河川水温におよぼす湧水・支流水の影響について，東京教育雨大学地理学研究報告，10 号，137-148，1966.
157 International Association of Hydrological Sciences：Tracers in Hydrology. IAHS Publication No. 215, IAHS, 1993.
158 山本荘毅：新版・地下水調査法，古今書院，1983.
159 佐倉保夫：温度をトレーサーとした地下水流動の研究，ハイドロロジー，23 巻，35-45，1993.
160 佐倉保夫：温度による地下水調査法，日本地下水学会誌，26 巻，193-197，1984a.
161 谷口真人・島野安雄・樋根勇：孔内水温鉛直分布の季節変化の測定による地下水流動の調査法，ハイドロロジー，21 巻，27-35，1991.
162 谷口真人：1998，地下水流動と物質輸送・熱輸送，日本水文化学会誌，28 巻，1-12，1991.
163 竹内篤雄：地すべり，地温による地下水調査法，吉井書店，1983.
164 Cartwright, K.：Tracing shallow groundwater system by soil temperatures. Water Resources Research, Vol. 4, 847-855, 1974.
165 佐倉保夫：豪雨時の表層土壌中の熱環境変化，地理学評論，57 巻 A，628-638，1984b.
166 Kenji Okubo, M. Shah Alam Khan and M. Qumrul Hassan：Hydrological processes of adsorption, sedimentation, and infiltration into the lake bed during the 2004 urban flood in Dhaka city, Bangladesh, Environmental Earth Sciences, Volume 60, Number 1, Pages 95-106, 2010.
167 Sugawara M：Automatic calibration of the tank model, Hydrol Sci Bull 24(3): 375-388, 1979.
168 Horton R：Soil thermal diffusivity. Chap. 5-4. In: Dane J, Topp C (Eds.) Method of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods, Soil Science Society of America, Madison, WI, 2002.
169 Jury W A, Horton R：Soil Physics, Chap. 5, 6th Edition, Japanese translated (Toride N et

al.), Tsukiji Shokan Publishing Co., Ltd., 160-198, 2004.
170 ウィリアム・ジュリー＋ロバート・ホートン著，土壌物理学，築地書館，2004.
171 Ochsner T E, Horton R, Ren T：Simultaneous water content, air-filled porosity, and bulk density measurements with thermal-time domain reflectmetry, Soil Sci Soc Am J: 65, 1618-1622, 2001.
172 Carslaw H S, Jaeger J C：Conduction of Heat in Solids. Oxford University Press, London, 1959.
173 Horton R：Soil thermal diffusivity. Chap. 5-4. In: Dane J, Topp C (Eds.) Method of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods, Soil Science Society of America, Madison, WI, 2002.
174 杉山隆二・佐藤学而・菊池清・福岡勇雄，1963.
175 日本のウラン資源，動力炉・核燃料開発事業団，中部事業所，PNCTN7420 94-006，1994.
176 ICPDR：Tisza River Basin Analysis 2007, Summery Report – A Call for Action, 2007.
177 Jury W A, Horton R：Soil Physics, Chap. 5, 6th Edition, Japanese translated (Toride N et al.), Tsukiji Shokan Publishing Co., Ltd., 160-198, 2004.
178 Major P.：Talajvízszint-süllyedések a Duna-Tisza közén. (Lowering of ground water between the Danube and the Tisa) – in.: Pálfai, I. et al., 1990.: A Duna-Tisza közi hátság vízgazdálkodása (Water management of the plateau between the Danube and the Tisa) ATIVIZIG, Szeged, 1990.
179 Sugawara M：Automatic calibration of the tank model, Hydrol Sci Bull 24(3): 375-388, 1979.
180 Tockner K, Robinson C T, Uehlinger, URS (Eds.)：Rivers of Europe, Ch. 3, The Danube River Basin, 59-112, 2009.
181 Ochsner T E, Horton R, Ren T：Simultaneous water content, air-filled porosity, and bulk density measurements with thermal-time domain reflectmetry, Soil Sci Soc Am J: 65, 1618-1622, 2001.
182 Stevanović Z, Kozák P, Lazić M, Szanyi J, Polomčić D, Kovács B, Török J, Milanović S, Hajdin B：Towards Sustainable Management of Transboundary Hungarian - Serbian Aquifer. http://www.inweb.gr/twm4/abs/STEVANOVIC%20Zoran.pdf, 2008.
183 財団法人　道路保全技術センター：道路防災点検，1996.
184 西山哲：デジタル画像データを用いた逆解析手法の地盤挙動評価法への適用に関する研究，京都大学工学研究科博士論文，2003.
185 土木学会　岩盤力学委員会：岩盤斜面の調査と対策，丸善，1999.
186 越知土木事務所工務第 2 課河川第 2 班ホームページ，地すべり観測機器の紹介：http://www.pref.kochi.jp/~ochi/
187 地熱エンジニアリング株式会社ホームページ：http://www.geothermal.co.jp/

188 恒岡信幸，加藤俊二：斜面表層崩壊モニタリング技術の開発，国土交通省　新道路技術五箇年計画　岩盤･斜面崩壊のリスクマネジメント, http://www.mlit.go.jp/road/road/new5/05/5-1.html, 2003.
189 今井博，松本三千緒：H 鋼を用いた光ファイバー高精度歪み計測実証実験，土木学会第 56 回年次学術講演会，2001.
190 山邊晋，恒岡信幸，中野穣治，加藤俊二，森啓年，上野将司：光ファイバセンサを用いた斜面の表層崩壊モニタリングシステムに関すフィールド実験, 土木学会第 56 回年次学術講演会, 2001.
191 芦谷次郎，石川健二：精密写真測量によるのり面監視手法の開発について，国土交通省近畿技術事務所，2004.
192 長尾和之，松山裕幸，天野淨行：デジタルカメラを用いたのり面変位計測システムの開発，技術情報誌「EXTEC」70 号，VOL18，No.2，2004.
193 Bernhard Hofmann-Wellenhof，Herbert Lichtenegger，James Collons：GPS　理論と応用，シュプリンガー・フェアラーク東京出版，2005.
194 日本測地学会編：新訂版 GPS，日本測量協会，1989.
195 田中慎治:ネットワーク RTK-GPS 測位に関する研究, 東京商船大学商船学研究科修士学位論文, 2003.
196 松田浩朗，安立寛，西村好恵，清水則一：GPS による斜面変位計測結果の平滑化処理法と変位挙動予測手法の実用性の検証，土木学会論文集 No.715/Ⅲ－60，333-343，2002.
197 松田浩朗，安立寛，西村好恵，清水則一：GPS による斜面変位計測結果の平滑化処理法と変位挙動予測手法の実用性の検証，土木学会論文集 No.715/Ⅲ－60，333-343，2002.
198 岡村敦，御子柴正，関口高志，菊地宏：多点震動変位の位相差による計測法，信学技法，TECHNICAL REPORT OF IEICE．A・P2000-164，SANE2000-145（2000-01），2001.
199 西川啓一，橘翔子，西山哲，大西有三：電波位相差を用いた変位計測システムの長距離野外実験，第 56 期　日本材料学会学術講演会講演論文集，63-64，2007.
200 岡村敦，御子柴正，関口高志，菊地宏：多点震動変位の位相差による計測法，信学技法，TECHNICAL REPORT OF IEICE．A・P2000-164，SANE2000-145（2000-01），2001.
201 四国横断自動車道：中土佐～窪川地すべり対策検討委員会資料，2006.
202 日本道路公団：竹割り型土留め工法設計・施工マニュアル（案），2004.