土木研究所資料 第 4415 号 正誤表

火山・土石流チーム 研究員 清水武志

2024/3

土木研究所資料第 4415 号「土石流・掃流状集合流動・掃流砂流　オープンソースプログラムの開発」について，2022 年 3 月に土木研究所ホームページで公開した後にいくつかの数式の誤りを発見した。誤りを訂正するとともに不自然な日本語を修正した。修正箇所を正誤表に示す。ご協力くださった以下の方々に感謝申し上げます。一部の数式の確認について，泉山寛明氏，山崎祐介氏，山田拓氏，佐野泰志氏，修正箇所の指摘等について，今森直紀氏，2023 年度の所属チームの勉強会参加者（伊藤誠記氏，高木将行氏，影山大輔氏，池島剛氏，金澤牧子氏，羽馬一希氏，吉野孝彦氏）正誤表の作成・編集について，所属の非常勤職員の後藤弘美氏。

ページ	修正前	修正後
全般	fortran	Fortran
はしがき	fortran ソースコードと，その基礎方程式，	Fortran ソースコードを，その基礎方程式，
はしがき	引用文献やその内容の解釈が正確ではない記述があるかもしれない点は	引用する文献や内容の解釈が正確ではない記述があるかもしれない。その点は
はしがき	第 1 部の第 1 章と第 2 章に	第 1 章と第 2 章に
はしがき	付録 B に高橋土石流理論における侵食・堆積速度式等を整理し	付録 B に侵食・堆積速度式等の関係式を整理し
p.1	概略などを述べる。	概略などを述べる。基礎方程式の詳細は第 3 章及び付録 A，差分方程式の詳細は第 4 章で述べる。
p.1	高橋保らが提案・発展	高橋保及び共同研究者が提案・発展
p.2	2011 年度に作成された	国土交通省が 2011 年度に開発した
p.3	土砂や水の輸送を計算する（図 1.3)。体積分率で	土砂や水の輸送を計算する。土砂濃度（固相の体積分率）で
p.3	$\beta(\nabla\cdot[h\boldsymbol{u}])\boldsymbol{u} =$	$\beta\ \nabla\cdot(h\boldsymbol{uu}) =$
p.3 脚注 2)	$\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$，$\cdot$ は内積を表す。	移流項のいくつかの表現を示す。$\boldsymbol{uu}$ はディアド積（ベクトルとベクトルからテンソル（行列）を作るテンソル積 $\otimes$ ）の簡略表記であり，明示すると $\boldsymbol{u}\otimes\boldsymbol{u}$ である。行列形式で書くと $\boldsymbol{uu}^{\mathrm{T}}$ である。テンソル表記であれば $\partial/\partial x_j([hu_i]u_j)$ である。ここに $\mathbf{u} = (u, v) = u_i\ (i = x, y)$ である。$\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y) = \partial/\partial x_j = \partial_j (j = x, y)$ である。テンソル表記では，同じ添字で総和規約を適用し X 方向あるいは Y 方向をそれぞれ自由指標 i で記すと $\partial_j(hu_iu_j) = \partial_x(hu_iu_x) + \partial_y(hu_iu_y)$ となる。
p.4	堆積過程を表す。流れの粗粒分・細粒分砂礫の連続式から求められた土砂濃度は，流れ全体のみかけの密度と間隙流体の密度を更新するために用いられる。	堆積過程を表す。
p.7	（追加）	水面勾配を用いることにすれば

ページ	修正前	修正後
p.9 脚注 1)	表面流速を考慮して $C = U + \sqrt{gh}$ とする。本文のパラメータを代入すると，CFL 条件は，C < 250 [m/s] となり，土石流の流速は現実的に考えて 250 [m/s] 未満であるので，CFL 条件を満たすことを想定できる。時間刻みは	表面流速を考慮して $C = U + \sqrt{gh}$ とする。時間刻みは
p.12	10 秒オーダーと短い。その後,	10 秒オーダーと短く，その後,
p.18	各式の導出は付録 A に示す。	各式の導出の詳細は付録 A に示す。
p.18 脚注 1)	慣性土石流と呼ぶ（高橋・里深, 1999；土木学会水工学委員会 (2019, p.256))。	慣性土石流と呼ぶ（高橋・里深, 1999；土木学会水工学委員会, 2019, p.256)。
p.18 脚注 2)	「土砂流」は類義語であるが，これは建設省で使われていた	「土砂流」は建設省で使われていた
p.18 脚注 2)	中国の黄河の河床付近の	中国の黄河にみられるような河床付近の
p.18 脚注 2)	（追加）	日本では高濃度な細粒分砂礫の流れは泥流に分類することが多い。
p.18 脚注 3)	引用して水山らが名付けた	引用して水山ほかが名付けた
p.18 脚注 5)	掃流砂を伴う流れをという意味で	掃流砂を伴う流れという意味で
p.19	土砂移動現象：流砂の他に,	土砂移動現象：流砂現象の他に,
p.19	体積の割合，あるいは，その空間の表面を	体積の割合（固体の体積分率)，あるいは，その空間の表面を
p.19	砂（0.075 mm 以上)，粘土（0.005 mm 以上)，シルト（0.005 mm 未満）であるが,	砂（0.075 mm 以上)，シルト（0.005 mm 以上)，粘土（0.005 mm 未満）であるが,
p.20	（土砂流）の実態を示した後,	（土砂流）の実態及び降雨と土石流発生実態について示した後,
p.20	流砂形態によって河床せん断応力と平衡土砂濃度が，それぞれ土砂濃度と河床勾配で遷移する根拠	土砂濃度によって河床せん断応力が，河床勾配によって平衡土砂濃度が遷移する根拠
p.23	が加えられた芦田 (1988) を引用した。	が加えられた芦田 (1988) から引用した。
p.23	土石流の発生下限勾配は，物性値を	土石流の発生下限勾配は物性値を
p.23	実験などの物性値を使うと，土石流発生域の	実験などの物性値を使うと土石流発生域の
p.23	約 14 度となる。図 3.3 などに示す実績	約 14 度となる。これは，図 3.3 などに示す実績
p.23 脚注 9)	同論文では鉛球では $C_* = 0.74, C_2 = 0.63$, ワックス球では	同論文では，鉛球で $C_* = 0.74, C_2 = 0.63$, ワックス球で
p.24	約 14 度未満を拡大し掃流状集合流動と	約 14 度未満における掃流状集合流動と
p.25	連続体力学の一般論は本資料を超えるため,	連続体力学の詳細は本資料を超えるため,
p.25	混相流の一般論は本資料を越えるため，詳細は	混相流の詳細は本資料を越えるため,
p.26	本資料で扱う水と土砂の混合物の流れは高橋・匡 (1986) に基づく混合粒径の扱い方による混相流である	本資料で扱う水と土砂の混合物の流れの混合粒径の扱い方は高橋・匡 (1986) に基づくものである
p.26	扱い方による三相の混相流である	扱い方による混相流である
p.26	土砂濃度（体積分率） C_L によって,	土砂濃度（固相の体積分率） C_L によって,

ページ	修正前	修正後
p.26 脚注 17)	断面平均量であるため，例えば，流速や土砂濃度などは水深平均流速や一様土砂濃度である。	断面平均量である。水深方向に平均されていない場合，流速分布や土砂濃度分布という用語を使う。
p.27	流れの特性（流れのモデル）は流れ内部に	流れの特性は流れ内部に
p.27	ひずみ速度の関係で表される。	ひずみ速度（速度勾配ともいう。）の関係で表される。
p.27	一様な濃度を持った中立粒子（層状に並んだ砂礫が隣接して浮かんだ状態）が衝突して	一様な濃度を持つ（層状に並んだ砂礫が隣接して浮かんだ状態の）粒子が衝突して
p.27 脚注 23)	例えば鈴木ほか (2003) がある)。	例えば，鈴木ほか 2003 がある。)。
p.28	河床せん断応力（流れの特性）を付与	河床せん断応力（流れの特性）
p.28	連続式も基礎方程式に含めた	連続式も概念上基礎方程式に含めた
p.29	（左辺第 2 項）および圧力（右辺第 1 項）と	（左辺第 2 項，第 3 項）および圧力（右辺第 1 項）と
p.29 脚注 32)	移流項 $\nabla\cdot(q_x\boldsymbol{u})$ の各成分に対して	移流項の各成分に対して
p.29 脚注 32)	Y 方向も同様に $\nabla\cdot(q_y\boldsymbol{u})$ の各成分に対して	Y 方向も同様に各成分に対して
p.30	流量，流速，河床せん断応力は,	流量，流速，河床せん断応力は，後術する河床せん断力の項では
p.30	のように，河床せん断力の項ではベクトル表記を用いる。	のように，ベクトル表記を用いる。
p.30	細粒分砂礫の体積分率に応じて	細粒分砂礫の土砂濃度（固相の体積分率）に応じて
p.30	土砂の速度式）を表すため,	土砂の速度）を表すため,
p.30	(移動)	ここに，i は侵食・堆積速度である（詳細は後述),
p.30	侵食過程では河床堆積層から	侵食過程では（ $i \geq 0$ ）河床堆積層から
p.30	(移動)	ここに，C_{*DL} は土石流が新たに堆積する河床堆積層における粗粒分砂礫の充填土砂濃度，C_{*L} は河床堆積層における粗粒分砂礫の充填土砂濃度，土砂濃度における下添字 $_*$ は河床堆積層に関連する量である。
p.31	一方，堆積時には，流れから	一方，堆積過程（ $i < 0$ ）では，流れから
p.30	i は侵食・堆積速度（詳細は後述)，C_{*DL} は土石流が新たに堆積する河床堆積層における粗粒分砂礫の充填土砂濃度，C_{*L} は河床堆積層における粗粒分砂礫の充填土砂濃度，土砂濃度における下添字 $_*$ は河床堆積層に関連する量を意味する。	（削除）
p.31 脚注 37)	$C_{*DL} = C_{*L}$ である。参考として	$C_{*DL} = C_{*L}$ と仮定している。参考として
p.32 脚注 45)	れ（高橋 (1982) に \$R^prime\$ が示されるため，次の脚注の方法で \$m=5/2\$ とすれば，流動深の 1.5 乗ずれている。）	れ（この R は高橋 (1982) に示される R' と次の脚注の方法で $m = 5/2$ として得た値であるが，$R = 0.7$ と比較すると流動深の 1.5 乗のずれがある。）
p.32 脚注 45)	マニングの平均流速公式と $q = hu$ の関係から	マニングの平均流速公式と単位幅流量 $q = hu$ の関係から

ページ	修正前	修正後
p.32 脚注 45)	$R = d_L/h^{5/6}ng^{1/2}$ である。ただし,	$R = d_L/h^{5/6}ng^{1/2}$ であり，流動抵抗係数を計算すると本文の式を得る。ただし,
p.32 脚注 47)	侵食速度式は侵食速度式は高橋 (2004) と川池ほか (2000) を組合わせた式,	侵食速度式は高橋 (2004) と川池ほか (2000) を組合わせた式,
p.33	遷移する（図 3.9）[50)]。以下に示す	遷移する [50)] （図 3.9)。以下に示す
p.33 脚注 51)	江頭らの土石流理論 (江頭ほか, 1997) では，輸送濃度は	江頭ほかの土石流理論 (江頭ほか, 1997) では，輸送濃度は
p.33 脚注 52)	いずれも土石流の $\tan\theta$ の下限値は 0.138,	いずれも掃流状集合流動の $\tan\theta$ の上限値は 0.138,
p.33 脚注 52)	0.138 は，(中川ほか, 1996) の記述に	0.138 は，中川ほか (1996) の記述に
p.33 脚注 52)	式 3.13 < 式 3.12 が成立する。よってこの不等式を $\tan\theta$ について整理すると，$(\sigma-\rho)\tan\phi/(\sigma+5.7\rho) < \tan\theta$ を得る	式 3.13 < 式 3.12，つまり $6.7C_\infty^2 < C_\infty$ が成立する。 $\tan\theta$ について整理すると，$\tan\theta < (\sigma-\rho)\tan\phi/(\sigma+5.7\rho)$ を得る
p.33 脚注 52)	鈴木ほか, 2013 や Uchida *et al.*, 2013 で明示的に表記)。σ, ρ, $\tan\phi$ をそれぞれ 2,650	鈴木ほか, 2013 や Uchida *et al.*, 2013 で明示)。中川ほか (1996) に従い σ, ρ, $\tan\phi$ をそれぞれ 2,650
p.33 脚注 52)	0.75 とすると，$0.138 < \tan\theta$ を得る。一方，掃流状集合流動の下限値 0.02 は実験値である。試みに上と同じ手続によって，中川ほか (1996) に示される物性値を用いて，$0.02 < 6.7C_\infty^2$ を計算してみると，$0.06 < \tan\theta$ となる。tan(0.138), tan(0.06) は，それぞれ 7.86, 3.43 ° である。	0.75 とすると，$\tan\theta < 0.138$ を得る。一方，掃流状集合流動の下限値 0.03 は実験値である。この土砂濃度を C_{sc} として試みに上と同じ手続によって，中川ほか (1996) に示される物性値を用いて，$C_{sc} < 6.7C_\infty^2$ を計算してみると，$\sqrt{C_{sc}/6.7}(\sigma/\rho-1)\tan\phi/(1+\sqrt{C_{sc}/6.7}) < \tan\theta$ となる。左辺は $C_{sc} = 0.02, 0.03$ においてそれぞれ約 $0.064, 0.078$ となる。tan(0.138), tan(0.06), tan(0.08) は，それぞれ 7.86, 3.43, 4.57 ° である。
p.35	i に乗じる。なお，C_{*L} は時間の関数である。	i に乗じる。
p.35	時間変化後の C_{*L} は，固定床標高を z_{dp} とし，標高を単位面積あたりの土砂量と考えると,	（削除）
p.35	（新規）	C_{*L} は，固定床標高を z_{dp} とし，標高を単位面積あたりの土砂量と考えると,
p.35	流れの土砂濃度を用いる。なお，C_{*F} は時間の関数である。	流れの土砂濃度を用いる。
p.36	時間変化後の C_{*F} は，粗粒分砂礫と同様に,	C_{*F} は，粗粒分砂礫と同様に,
p.37	本資料では基礎方程式を離散化した式を	基礎方程式を離散化した式を
p.37	その差分方程式を解いて次の時刻の	その差分方程式に基づいて次の時刻の
p.37	このように時間発展させる遂次計算によって運動を推定する。	このように遂次計算によって時間発展させて運動を推定する。
p.38	移流項（ $\nabla\cdot\boldsymbol{u}$ の項）には，計算の安定性と	移流項には，計算の安定性と
p.38	差分式を述べる。なお，脚注には離散化した差分方程式のソースコードの場所などを示す。	差分式を述べる。

ページ	修正前	修正後
p.38 脚注 2)	なお，本脚注は高橋ほか (1986) における方法の解説であるが，近年,	なお，本脚注の高橋ほか (1986) における方法の解説を逸脱するが，近年,
p.39 脚注 4)	差分によって見かけ上生じる分散を	差分によって生じる見かけの分散を
p.39	時間微分の差分	時間微分項の差分
p.39 脚注 7)	空間位置，とみなし,	空間位置とみなし,
p.40	一方，連続式により，h，C_L，C_F，z，C_{*L}，C_{*F} などのスカラーを求められる。	一方，連続式により，h , z，などのスカラーを求められる。
p.41	この命名法は，有限体積法での慣習（例えば，パタンカー, 1985）に従ったものである。	この命名法は，有限体積法での慣習に従ったものである（例えば，パタンカー, 1985)。
p.43 式 4.12	$\lVert U_{(P)} \rVert = \sqrt{u_{(P)}^2 + \overline{v_{(P)}}^{xy}}$	$\lVert U_{(P)} \rVert = \sqrt{\hat{u}_{(P)}^2 + \overline{v_{(P)}}^{xy}}$
p.44	流動抵抗係数 fr は次に示すように流砂形態に応じて変化する。ただし，表現をソースコードに合わせるため，$\rho_T/\sigma = C_L + (1-C_L)\rho_m/\sigma$ の関係を用いる。	流動抵抗係数 fr は次に示すように流砂形態に応じて変化する。ただし，表現をソースコードに合わせるため，$\rho_T/\sigma = C_L + (1-C_L)\rho_m/\sigma$ の関係を用いる。
p.44 式 4.21	$\lVert V_{(P)} \rVert = \sqrt{\overline{u_{(P)}}^{xy} + v_{(P)}^2}$	$\lVert V_{(P)} \rVert = \sqrt{\overline{u_{(P)}}^{xy} + \hat{v}_{(P)}^2}$
p.45	既知の量である，$t = (n+2)\Delta t$ の	既知の量である $t = (n+2)\Delta t$ の
p.45	用いた。	用いた（ただし，ソースコードをコメントすることで河床勾配に変更可能)。
p.46	本章以降，勾配はソースコードに	勾配はソースコードに
p.46 式 4.30	$S = \left(\delta_X(z_{(P)} + h_{(P)}) + \delta_Y(z_{(P)} + h_{(P)})\right)^{1/2}$	$S_{(P)} = \left(\delta_X(z_{(P)} + h_{(P)}) + \delta_Y(z_{(P)} + h_{(P)})\right)^{1/2}$
p.46 式 4.31	$S = \left(\delta_X z_{(P)^{n+1}} + \delta_Y z_{(P)}^{n+1}\right)^{1/2}$	$S_{(P)} = \left(\delta_X z_{(P)^{n+1}} + \delta_Y z_{(P)}^{n+1}\right)^{1/2}$
p.47	堆積速度係数である（ここでは，差分演算子ではない)。	堆積速度係数である（ここでは差分演算子ではないことに注意)。
p.47	ここより，河床堆積層の粗粒分砂礫の土砂濃度は,	ここより，流れの粗粒分砂礫の土砂濃度は,
p.48	これより，河床堆積層の細粒分砂礫の土砂濃度は,	これより，流れの細粒分砂礫の土砂濃度は,
p.49	次のように計算領域に与えられる。	次のように等流状態を想定した流れとして計算領域に与えるものとする。
p.50	境界は水際と呼ぶ	境界は本資料では水際と呼ぶ
p.50	最大侵食深と時間刻みより計算される最大侵食速度より	最大侵食深と計算される最大侵食速度より
p.52	入力ファイル書式について述べる。	入力ファイル書式である。
p.52	推定することが考えらえる。	推定することが考えられる。
p.53	流れの粗粒・細粒分砂礫の連続式と河床位方程式	（流れの粗粒・細粒分砂礫の連続式と河床位方程式）
p.54	X 方向が ‘j‘，Y 方向が ‘i‘と書く。	X 方向を ‘j‘，Y 方向を ‘i‘と書く。
p.55	計算修了時の出力ファイル ‘end.csv‘	計算終了時の出力ファイル ‘end.csv‘や時系列出力データ

ページ	修正前	修正後
p.56	で用いる限界掃流力 tau_{*c} 以上の位置を	で用いる限界掃流力 τ_{*c} 以上の位置を
p.56	流出境界と壁境界を ‘boundary.dat‘から	流出境界（と壁境界）を ‘boundary.dat‘から
p.57	判定し，水域において差分方程式を	判定し，水域を差分方程式を
p.59	粗粒分砂礫の土砂濃度 $C_{L(P)}^{n+3}$ (cl) を得る。入力ファイル param.dat における flg_rebed を 1 に設定すると，鈴木（2013）に記載される河床調整法が実行される。$0.9C_*$ より大きな土砂濃度の場合，その土砂濃度との差分に相当する修正河床高さを河床高さを修正できる。この機能は param.dat で設定する flg_rebed=1 の時のみ実行される。その際，過剰土砂に相当する河床差分量 dz が Inf になった場合は河床高を修正しない。	粗粒分砂礫の土砂濃度 $C_{L(P)}^{n+3}$ (cl) を得る。
p.64	ベクトル評価点とよぶ。	ベクトル評価点とよぶことにする。
p.74	おかなければならない。また，パスに	おかなければならない (パスの区切り文字は処理系に合わせること)。また，パスに
p.81	gfortran	GFortran
p.82 脚注 8)	Geotiff 形式に変換するものとする。	Geotiff 形式に変換できる。
p.82	平面直角座標系：JGD2011 longlat(EPSG:6670) -> CS2 (EPSG:6668) に変換する。	平面直角座標系：JGD2011 longlat(EPSG:6668) -> CS2 (EPSG:6670) に変換する。
p.94	体積あたりの割合（体積分率）である土砂濃度に	体積あたりの割合（固相の体積分率）である土砂濃度に
p.94 脚注 1)	Hotta and Miyamoto (2008) は既往結果を整理した。	Hotta and Miyamoto (2008) は既往の実験結果を整理した。
p.94	高橋 2006）や原著論文に	高橋 2006，Takahashi, 2014）や原著論文に
p.94	体積土砂濃度（体積分率）とし，	体積土砂濃度（固相の体積分率）とし，
p.96	流れる二相流を考え，	流れる二層流を考え，
p.96 図 A.1	記号の一部を編集	記号の一部を本文に合わせて編集
p.96	集合流動の発生条件	集合流動の発生条件を示す。
p.96	深さ a_L （移動堆積層厚という）を計算できる。	深さ a_L （移動堆積層厚という。）を計算できる。
p.96 脚注 9)	存在する物体により，その検査面に作用する垂直応力に摩擦力は	存在する物体の垂直応力に，その検査面に作用する摩擦力は
p.97	河床堆積層の全層流動：基盤岩石の	河床堆積層の全層流動（図 A.1 (a1)）：基盤岩石の
p.97	数式では，$partial tau (a)/partial a > partial tau_L(a)/partial a$ と表現できる。	$\partial\tau(a)/\partial a < \partial\tau_L(a)/\partial a$ は同様である。
p.97	せん断力が常に大きい（図 A.1 (a1)）。数式では,	せん断力が常に大きい。数式では,
p.97	単一粒径の場合，深さ a に設定した検査面上において，河床堆積物の砂礫質量 $\sigma a C_*$，その内部に含まれる清水質量 $\rho a(1-C_*)$ ，さらに表面流による清水質量 ρh_0 が存在する。	（削除し，数式の後に移動）

ページ	修正前	修正後
p.97	抵抗力 $\tau_L = \tau_L(a)$ はクーロン摩擦力で	抵抗力 $\tau_L = \tau_L(a)$ は砂礫によるクーロン摩擦力で
p.97	（新規）	ここに，単一粒径の場合，深さ a に設定した検査面上において，河床堆積物の砂礫質量 $\sigma a C_*$，その内部に含まれる清水質量 $\rho a(1-C_*)$，さらに表面流による清水質量 ρh_0 が存在することに注意する。
p.97	変化率が変わらない条件，$\partial\tau(a)/\partial a = \partial\tau_L(a)/\partial a$ を求めると，	変化率が変わらない条件は，式 (A.2) と 式 (A.3) をそれぞれ a で微分した値が等しい，から $\partial\tau(a)/\partial a = g\sin\theta C_*\{(\sigma-\rho)+\rho\}$ および $\partial\tau_L(a)/\partial a = g\cos\theta C_*(\sigma-\rho)\tan\phi$ より $\partial\tau(a)/\partial a = \partial\tau_L(a)/\partial a$ を求めると，
p.98	適当な実数で，$max(a_L) = D)$ とすれば，	適当な実数で，$\max(a_L) = D$) とすれば，
p.98	流れる条件は，移動堆積層厚 a_L が表面流の	流れる条件を，移動堆積層厚 a_L が表面流の
p.98	力がつり合う深さである移動堆積物の深さ（移動堆積層厚 a_L）	力がつり合う移動堆積物の深さ（移動堆積層厚 a_L）
p.99	由来する Ch が加わることに注意)。一方，	由来する Ch が加わる点が異なることに注意)。一方，
p.100	流動化させて土石流成長，$a_L = 0$ では	流動化させて土石流が成長し，$a_L = 0$ では
p.100	各個運搬の発生のみ，$a_L < 0$ では	各個運搬のみ発生し，$a_L < 0$ では
p.100	流動性がつよくない場合には堆積，と説明される。	流動性がつよくなければ堆積する，と説明される。
p.99 脚注 14)	高橋 (1977) において，ここに示した導出で示される一方，河床せん断応力の項で後述する土石流の流れ内部の一様濃度が向きによらず一致する条件として平衡土砂濃度を導く際は砂礫の衝突角 $\tan\alpha$ で表現される。	高橋 (1977) が，土石流の流れ内部の一様濃度が向きによらず一致する条件として平衡土砂濃度を導出する際には砂礫の衝突角 $\tan\alpha$ で表現される（河床せん断応力の項で後述)。
p.99 脚注 14)	第 3 式は (Savage and Sayed, 1984) の実験	第 3 式は Savage and Sayed (1984) の実験
p.100	$g\sin\theta(h+a)\rho$ は a から水面までの	$g\sin\theta(h+a)\rho$ は深さ a から水面までの
p.100	土砂濃度を求める。ここでは，計算過程を示す。まず，a_L に関する項を左辺にまとめると，	土砂濃度を求める。式 A.19 と式 A.20 を等置して，a_L に関する項を左辺にまとめると，
p.100 式 (A.21)	$\tan\theta\,[C_*(\sigma-\rho)+\rho-C_*(\sigma-\rho)\tan\phi]\,a_L$	$\{\tan\theta\,[C_*(\sigma-\rho)+\rho]-C_*(\sigma-\rho)\tan\phi\}a_L$
p.100 式 (A.21)	$=(\sigma-\rho_m)C_Lh\tan\phi - C_Th(\sigma-\rho)-h\rho\tan\theta$‘	$=C_L(\sigma-\rho_m)h\tan\phi-[C_Th(\sigma-\rho)-h\rho]\tan\theta$‘
p.101	まず式 A.25 の分子を変形する。	まず式 A.25 右辺の分子を変形する。
p.102	次にた第 3 章の混合粒径の侵食速度式を求める	次に第 3 章に示した混合粒径の侵食速度式を求める
p.102	式 A.25 に示されるように，	式 A.33 に示されるように，
p.102 脚注 21)	ここに示した a_L の表現が明示されたのは高橋 (2004, p.128) と思われる。	ここに示した浸食速度式の表現が明示されたのは高橋 (2004, p.128) と思われる。
p.102	混合粒径の場合，前述した	混合粒径の場合，本来前述した
p.102	（式 A.25）で見たように，	（式 A.33）で見たように，
p.102	本資料第 3 章で用いた式	しかし，本資料第 3 章で用いた式

ページ	修正前	修正後
p.102	形式で提案している。	形式で提案されている。
p.102	堆積すると考えて導く (高橋・匡, 1986)。	堆積すると考えて導かれる (高橋・匡, 1986)。
p.102	（代表長さ/代表速度）定義される遅れ時間	（代表長さ/代表速度）で定義される遅れ時間
p.102 脚注 21)	浸食速度式の表現	侵食速度式の表現
p.103	堆積する土砂量（堆積速度式）は	堆積する実質の土砂量（堆積速度式）は
p.103	離脱すると考える。土石流から	離脱すると考えて，土石流から
p.103	侵食速度式と同様に，間隙を含む	侵食速度式と同様に，間隙水を含む
p.103	単位面積あたりの量」と定義すれば，堆積土砂量と	単位面積あたりの量」と定義する。堆積土砂量と
p.103	土砂濃度とは本来異なると考えられる。そこで，土石流が	土砂濃度とは本来異なるため，土石流が
p.103	以上より，$iC_{*DL} = V_d/T_d$ が成立するため，	以上より，$iC_{*DL} = V_d/T_d$ が成立，
p.103	と定義する (中川ほか, 1996) [22]。	と定義する [22] (中川ほか, 1996)。
p.103	を導いた。堆積速度式が流速に	を導いた。ここに，δ_d 代表長さに水深を用いたときの堆積速度係数である。堆積速度式が流速に
p.103	単一・混合粒径で体積分率の扱いが異なるものの，	単一・混合粒径で土砂濃度（固相の体積分率）の扱いが異なるものの，
p.103	応力を示し，流速分布，断面平均流速と抵抗則を示した後，	応力を示し，土石流の中に設定した検査面における応力のつり合いを通して流速分布，断面（または水深）平均流速と抵抗則を示した後，
p.103	土石流の中に設定した検査面における応力のつり合いを通して，流速分布，水深平均操作による平均流速，抵抗則，河床底面における河床せん断応力を求める。抵抗則とは，流れが	抵抗則とは，流れが
p.104	河床せん断応力（都合上，密度で除して表現する）は，	河床せん断応力（第 3 章と表現を合わせる都合上，密度で除して表現する）は，
p.104	となる。第 4 式は，	となる。この第 4 式は，
p.104	相対水深で表しその比例係数である	相対水深で表し，その比例係数である
p.104	土石流研究の先駆けとなった高橋 (2004, p.56) [29] 。	土石流研究の先駆けとなった [29] 高橋 (2004, p.56)。
p.105	Bagnold (1954) は，粒子流の	Bagnold (1954) は，重力の影響を除くため液中に同密度の粒子を用いた粒子流の実験によって
p.105	せん断応力が $T = P \tan\alpha$ と表現できることを示した。λ は線濃度であり，	せん断応力が $T = P \tan\alpha$ と表現した。ここに，a_i は係数，α は衝突角，λ は線濃度であり，
p.105	記述できると考えられる。これが，検査面上部に	記述できると考えて，これが検査面上部に
p.105	クーロン摩擦ではないことに注意が必要である。	クーロン摩擦ではなく内部摩擦角がかからないことに注意が必要である。

ページ	修正前	修正後
p.105	$u(z)=\frac{2}{3}\sqrt{K}\left[h^{3/2}-(h-y)^{3/2}\right]$	$u(z)=\frac{2}{3}\sqrt{K}\left[h^{3/2}-(h-z)^{3/2}\right]$
p.105	であり，流速分布（ある水深における流速）が得られる。	であり，3 分の 2 乗則に従う流速分布（ある水深における流速）が得られる。
p.105 脚注 30)	間隙が空気である粒状体の流れ。乾燥粒子流ともいう。	間隙が空気である粒状体の流れは乾燥粒子流という。間隙流体に限らず重力を考慮するときは斜面流で考える。
p.105 脚注 31)	s とすると, $b=(s/d_L)+1=\lambda^{-1}+1$ の関係が得られ，$\lambda=s/d_L$ と定義される。粒子の体積濃度（土砂濃度） C ，$s=0$ または $\lambda=\infty$ のときの濃度を粒子充填濃度 C_* とすると，$C=C_*/b^3=C_*/(\lambda^{-1}+1)^3$ の関係から，$\lambda^{-1}=(C_*/C)^{1/3}-1$ が得られる	bd_L，粒子間の間隙長さを s とすると, $bd_L=s+d_L$ だから $b=(s/d_L)+1=\lambda^{-1}+1$ の関係が得られる。ここで，すき間が大きくなると濃度が下がるように線濃度 $\lambda=s/d_L$ は定義される。粒子の体積濃度（土砂濃度） C ，$s=0$ または $\lambda=\infty$ のときの濃度を粒子充填濃度 C_* とすると， b は粒径に対する一方向のすき間の大きさだから，$C=C_*/b^3=C_*/(\lambda^{-1}+1)^3$ の関係から，$\lambda^{-1}=(C_*/C)^{1/3}-1$ が得られる
p.105 脚注 32)	滑りなし条件とは，河床などで固体と	すべりなし条件とは，河床などで固体と
p.105 脚注 33)	$\int_0^h(h-z)^{1/2}dz=-\frac{2}{3}\left[(h-z)^{3/2}\right]_0^h=\frac{2}{3}[h^{3/2}-(h-y)^{3/2}]$	$\int_0^z(h-z)^{1/2}dz=-\frac{2}{3}\left[(h-z)^{3/2}\right]_0^z=\frac{2}{3}[h^{3/2}-(h-z)^{3/2}]$
p.105 脚注 34)	$\bar{u}=\frac{1}{h}\int_0^h\left[h^{3/2}-(h-y)^{3/2}\right]dz=\frac{1}{h}\{h^{3/2}\left[z\right]_0^h+\frac{2}{5}\left[(h-z)\right]_0^h\}=\frac{3}{5}h^{3/2}$	$\bar{u}=\frac{1}{h}\int_0^h\left[h^{3/2}-(h-z)^{3/2}\right]dz=\frac{1}{h}\{h^{3/2}\left[z\right]_0^h+\frac{2}{5}\left[(h-z)\right]_0^h\}=\frac{3}{5}h^{3/2}$
p.105 脚注 35)	$u(z)=\frac{2}{3}\sqrt{\hat{K}}\left[h^{3/2}-(h-y)^{3/2}\right],\quad \hat{K}=\frac{g\cos\theta}{a_i\cos\alpha}\left[C(1-\sigma/\rho)\right]\lambda^{-2}d_L^{-2}$	$u(z)=\frac{2}{3}\sqrt{\hat{K}}\left[h^{3/2}-(h-z)^{3/2}\right],\quad \hat{K}=\frac{g\cos\theta}{a_i\cos\alpha}\left[C(1-\sigma/\rho)\right]\lambda^{-2}d_L^{-2}$
p.106	C_{*DL} である (高橋・匡, 1986) [36)]。	C_{*DL} である [36)] (高橋・匡, 1986)。
p.107	導かれているが，導出は記載されていない。	導かれているが，導出の詳細は記載されていない。
p.106 脚注 37)	線濃度 λ に応じて領域を分類し	線濃度 λ に応じた領域によって
p.107	粒子流動層の二層流を考え，	粒子流動層（本資料では，砂礫移動層ともいう。）の二層流を考え，
p.107 式 A.66	$\frac{u}{u_*}=0.8\frac{\rho_f}{\sigma-\rho_f}\frac{h}{d_L}$	$\frac{u}{u_*}=0.8\frac{\rho_m}{\sigma-\rho_m}\frac{h}{d_L}$
p.107 脚注 40)	$R=0.8\frac{\rho_f}{\sigma-\rho_f}=0.69$ である。	$R=0.8\frac{\rho_m}{\sigma-\rho_m}=0.69$ である。
p.108 脚注 42)	実験的検討を参考に簡略化した 高橋・匡 (1986) に示される抵抗係数	実験的検討を参考に 高橋・匡 (1986) における簡略化した抵抗係数
p.108	開水路における Darcy-Weiswach の抵抗則に基づく	開水路における Darcy-Weisbach の抵抗則に基づく
p.108 脚注 43)	Takahashi (1987) は入手できず，式 A.71 の導き方を追跡していない。	Takahashi (1987) に，式 A.71 の導き方は示されておらず，近似方法やその考え方の詳細は不明であった。
p.108	等流の管路流における摩擦損失係数 f' と壁面せん断応力の Dacy-Weisbach の表示 :math:tau = rho f^prime u^2/2‘ （例えば，日野, 1983, p.174）に対して，開水路の摩擦損失係数	等流の開水路流における摩擦損失係数 f' と壁面せん断応力の Dacy-Weisbach の表示 :math:tau = rho f^prime u^2/2‘ （例えば，日野, 1983, p.146-148）に対して，ムーディ（Moody）図等で値がわかる管路の摩擦損失係数

ページ	修正前	修正後
p.109	(混合粒径の式も提案しているが，単一粒径の式を示す	(混合粒径を体積分率ではなく粒度分布と考えた混合粒径の式も提案しているが，単一粒径の式を示す
p.109	道上式という)。ここに，無次元掃流力	道上式という)。無次元掃流力
p.109	表現できる。また，ここでの混合粒径は体積分率ではなく粒度分布であるとする。	表現できる。
p.109	検討で示された（後述)。流水中の	検討で示された。流水中の
p.109	掃流力の下限と等しいと	掃流力の下限に等しいと
p.109 式 A.80	$U_{*cs}^2 = \frac{2(\mu_f - \frac{s}{s-1}\tan\theta)}{1-\frac{s}{s-1}\tan\theta} U_{*c}^2$	$u_{*cs}^2 = \frac{2(\mu_f - \frac{s}{s-1}\tan\theta)}{1-\frac{s}{s-1}\tan\theta} u_{*c}^2$
p.109	摩擦速度， U_{*c} は剥離粒子に	摩擦速度， u_{*c} は剥離粒子に
p.110	作るように変形することを考えて，	作るように式を変形することを考えて，
p.110	となり，内積の結果の符号により	となり，内積の符号により
p.110	さらに，ガウスの定理	外向き法線が正の向きであるため，この積分値が正のとき検査体積から物理量Y が流出とする。ガウスの定理
p.110 脚注 48)	ことである。フラックスと法線ベクトルの内積は，フラックスを法線ベクトルに射影し，面素に垂直な向きを持つ符号付きベクトルになるため，その総和を採ると（面積分すると）検査体積に出入りするフラックスの収支を計算できる。詳細は，	ことである。計算の詳細は，
p.111 式 A.87)	$\int_V \frac{\partial Y}{\partial t} dV = \int_V \left[\nabla \cdot F(Y) + \Phi\right] dV$	$\int_V \frac{\partial Y}{\partial t} dV = -\int_V \left[\nabla \cdot F(Y) + \Phi\right] dV$
p.111 式 A.88)	$\frac{\partial Y}{\partial t} = \nabla \cdot F(Y) + \Phi$	$\frac{\partial Y}{\partial t} = -\nabla \cdot F(Y) + \Phi$
p.111	外向き（正）と逆向きであることに注意して，	外向き（正は外向きだから流出方向）と逆向きであることに注意して，
p.111	検査体積の表面を通過する	検査体積の表面の面素を通過する
p.112 式 A.94)	$\int_V \left[\frac{\partial(\rho\boldsymbol{u})}{\partial t} + \nabla \cdot ((\rho\boldsymbol{u})\boldsymbol{u})\right] dV = \int_V \left[\nabla \cdot \boldsymbol{T} + \rho\boldsymbol{K}\right] dV$	$\int_V \left[\frac{\partial(\rho\boldsymbol{u})}{\partial t} + \nabla \cdot \rho\boldsymbol{u}\boldsymbol{u})\right] dV = \int_V \left[\nabla \cdot \boldsymbol{T} + \rho\boldsymbol{K}\right] dV$
p.112 式 A.95)	$\frac{\partial\rho\boldsymbol{u}}{\partial t} + \nabla \cdot ((\rho\boldsymbol{u})\boldsymbol{u}) = \nabla \cdot \boldsymbol{T} + \rho\boldsymbol{K}$	$\frac{\partial\rho\boldsymbol{u}}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho\boldsymbol{u}\boldsymbol{u}) = \nabla \cdot \boldsymbol{T} + \rho\boldsymbol{K}$
p.112 式 A.96)	$\nabla \cdot \boldsymbol{T} = \frac{\tau_{ji}}{\partial x_j} =$	$(\nabla \cdot \boldsymbol{T})_{i=1} = \left(\frac{\tau_{ji}}{\partial x_j}\right)_{i=1} =$
p.112	他の方向も同様に計算できるから，	他の方向も（ $i = 2, 3$ ）同様に計算できるから，
p.112 式 A.98)	$\frac{\partial\rho\boldsymbol{u}}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho\boldsymbol{u})\boldsymbol{u} = -\nabla p + \mu\nabla^2\boldsymbol{u} + \rho \quad \boldsymbol{K}$	$\frac{\partial\rho\boldsymbol{u}}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho\boldsymbol{u}\boldsymbol{u}) = -\nabla p + \mu\nabla^2\boldsymbol{u} + \rho\boldsymbol{K}$
p.112 式 A.99)	$\frac{\partial\boldsymbol{u}}{\partial t} + \nabla \cdot (\boldsymbol{u})\boldsymbol{u} = -\frac{1}{\rho}\nabla p + \nu\nabla^2\boldsymbol{u} + \boldsymbol{K}$	$\frac{\partial\boldsymbol{u}}{\partial t} + \nabla \cdot (\boldsymbol{u}\boldsymbol{u}) = -\frac{1}{\rho}\nabla p + \nu\nabla^2\boldsymbol{u} + \boldsymbol{K}$
p.112 脚注 51)	ベクトルの成分をを表す。	ベクトルの成分を表す。
p.112 脚注 51)	添字が 2 つ n の記号は，	添字が 2 つの記号は，
p.112	水深積分して平均化操作を行う。	水深積分して平均化の操作を行う。
p.112	扱うため，その流体を浅水流化する。	扱うため，その一流体モデルを浅水流化する。

ページ	修正前	修正後
p.112	変わらない条件 $\rho(u_1 - u_2) = 0$ が示される	変わらない条件 $\rho(u_1 - u_2) = 0$ であることが示される
p.112 脚注 55)	跳び条件（jump condition）	跳び条件または跳躍条件（jump condition）
p.112 脚注 55)	圧縮性流体である気体では，衝撃波前後の	圧縮性流体における，衝撃波前後の
p.113	以上より，式 A.92 は,	以上より，式 A.92 を積分すると,
p.113	式 A.106 に示した各項の	式 A.106 を代入して各項の
p.113	左辺 3 項と 4 項の角括弧を変形するために	左辺の角括弧を変形するために
p.113	積分範囲を 河床 $z = z_b$ で 2 つに	積分範囲を河床 $z = z_b$ で 2 つに
p.114	河床堆積層内の流速 $U = V = 0$ の条件を考えて,	河床堆積層内の断面平均流速 $U = V = 0$ という静止の条件を考えて,
p.114 式 A.118	$\frac{\partial C_* z_b}{\partial t} = -C_{*L} i$	$\frac{\partial C_{*L} z_b}{\partial t} = -C_{*L} i$
p.114	検査体積を分割して細粒分砂礫の空間だけ考えれば，同じ要領で, $C_L, C_{*L} \to C_F, C_{*F}$ と置き換えれば細粒分砂礫の連続式（式 3.5）と河床位方程式（式 3.23）を得られる。	検査体積を分割して細粒分砂礫の空間だけ考えれば，同じ要領で, C_L，$C_{*L} \to (1 - C_L)C_F$，$(1 - C_{*L})C_{*F}$ と置き換えれば細粒分砂礫の連続式（式 3.5）と河床位方程式（式 3.23）を得る。
p.115 式 A.119	$\int_{z_b}^{z_s} \left[\frac{\partial \boldsymbol{u}}{\partial t} + \nabla \cdot (\boldsymbol{u})\boldsymbol{u} \right] dz = \int_{z_b}^{z_s} \left[-\frac{1}{\rho} \nabla p + \nu \nabla^2 \boldsymbol{u} + \boldsymbol{K} \right] dz$	$\int_{z_b}^{z_s} \left[\frac{\partial \boldsymbol{u}}{\partial t} + \nabla \cdot (\boldsymbol{u}\boldsymbol{u}) \right] dz = \int_{z_b}^{z_s} \left[-\frac{1}{\rho} \nabla p + \nu \nabla^2 \boldsymbol{u} + \boldsymbol{K} \right] dz$
p.115	直交する Y 軸方向に	直交する Z 軸方向に
p.115	大気圧だから，$z = z_s$ で大気圧を基準とした	大気圧だから，大気圧を基準とした
p.115 脚注 57)	$\partial_z (z_s - z) = \partial_z z_s$ となる。	$\partial_x (z_s - z) = \partial_x z_s$ となる。
p.115	左辺第 1 項はライプニッツの公式と平均化操作により	左辺第 1 項はライプニッツの公式と平均操作により
p.115	ライプニッツの公式と平均化操作により	ライプニッツの公式と平均操作により
p.115	補正するために平均化操作の際に	補正するために平均操作の際に
p.115 脚注 58)	変動成分にわけて，Bousinesq 近似や	変動成分にわけて，Boussinesq 近似や
p.116	である。	である。この計算は後藤 (2022, p.329) を参考とした。 z_s は z の関数ではないから
p.116	（新規）	$-g \cos\theta \frac{\partial z_s}{\partial x} \int_{z_b}^{z_s} dz = -g \cos\theta \frac{\partial z_s}{\partial x} [z]_{z_b}^{z_s} = -gh \cos\theta \frac{\partial z_s}{\partial x}$ でよいと考えられる。
p.116	考えれば，水面の法線ベクトルは	考えれば，河床の法線ベクトルは
p.116	急勾配でない場合，分母 ≈ 1 と近似でき，その場合が多い。ここでも	急勾配でない場合，x 方向の河床勾配 $\frac{\partial z_b}{\partial x}$ と y 方向の河床勾配はきわめて小さいため分母 ≈ 1 と近似できる。ここでも
p.117	これらが，第 3 章で用いた基礎方程式	$z_s = z_b + h$ であるため，これらが第 3 章で用いた基礎方程式
p.117	（追記）	なお，ここでは質量密度が一定とした導出を示したが，本来，土石流においては土砂濃度が平衡状態$DC/Dt = 0$ でなければ一定ではないことに注意が必要である。
p.117 脚注 60)	となり，簡潔に水面と	となり，これを $(\tau_x)_s - (\tau_x)_b$ とおいた。簡潔に水面と

ページ	修正前	修正後
p.117	流速の平均化操作（断面平均流速による近似）	流速の平均操作（断面平均流速への近似）
p.118	様々な侵食・堆積速度式の類似した式を	様々な類似した式を整理する。侵食・堆積速度式は
p.118	発表順に整理し，掃流状集合流動の	発表順に整理した。また，掃流状集合流動の
p.118	土石流発生勾配の式を導いている。	土石流発生勾配の式を導いた。
p.118	場合には，河床面上に土砂濃度 $C^{(b)}$, 水深 $h^{(b)}$ の	場合には，土砂濃度 $C^{(b)}$, 水深 $h^{(b)}$ の
p.119 脚注 5)	このような拡張あるいは簡略化された式	式 B.5 のような拡張あるいは簡略化された式
p.120	$\rho_T = C_L\sigma + (1 - C_L)\rho_m = (\sigma - \rho_m)C_L + \rho_m$ を用いた。	$\rho_T = C_L\sigma + (1 - C_L), \rho_m = (\sigma - \rho_m)C_L + \rho_m$ を用いた。
p.120	取り込めなくなる（侵食できなくない）。つまり，	取り込めなくなる（侵食できない）。つまり，
p.120	平衡土砂濃度が式より	平衡土砂濃度がここに示す式より
p.120	$\tau_{fe} = 0$ とは限らず，急勾配な	$\tau_{fe} = 0$ とは限らない。急勾配な
p.122	粒径選別を土石流発達過程の計算がうまく導入できれば $\delta_e = 0.003$ とする必要はないことが判明し，0.0007 に修正された。高橋ほか (1991) は $\delta_e = 0.0007$ とした。	粒径選別の結果を土石流発達過程の計算によりうまく導入できるように改良したことで $\delta_e = 0.003$ とする必要はないことが判明し，高橋ほか (1991) は $\delta_e = 0.0007$ とした。
p.123	混合粒径を概ね時系列的に	混合粒径の式を概ね時系列的に
p.124	平衡土砂濃度 $C^{(s)}_{L\infty}$ として，	平衡土砂濃度 $\hat{C}^{(s)}_{L\infty}$ として，
p.124 式 (B.26)	$i^{(s)} = \delta_d \frac{C^{(s)}_{L\infty} - C_L}{C_{*DL}} \frac{q}{d_L}$	$i^{(s)} = \delta_d \frac{\hat{C}^{(s)}_{L\infty} - C_L}{C_{*DL}} \frac{q}{d_L}$
p.124 式 (B.27)	$i^{(s)} = \delta'_d \frac{C^{(s)}_{L\infty} - C_L}{C_{*DL}} u$	$i^{(s)} = \delta'_d \frac{\hat{C}^{(s)}_{L\infty} - C_L}{C_{*DL}} u$
p.124 式 (B.28)	$i^{(b)} = \delta''_d \frac{C^{(b)}_{L\infty} - C_L}{C_{*DL}} u$	$i^{(b)} = \delta''_d \frac{\hat{C}^{(b)}_{L\infty} - C_L}{C_{*DL}} u$
p.125	ここに，q_s は流砂量，	ここに，$q^{(s)}$ は流砂量，
p.126 脚注 19)	無次元掃流力 $\tau_* = \tau/((\sigma/\rho - 1)gh)$ ，無次元限界掃流力 $\tau_{*c} = \tau_*/((\sigma/\rho - 1)gh)$ の関係を用いると，	無次元掃流力 $\tau_* = \tau/((\sigma - \rho)gh)$ ，無次元限界掃流力 $\tau_{*c} = \tau_*/((\sigma - \rho)gh)$ の関係を用いると，
p.126	混合距離を $\ell = Kd_L/\lambda$ の	混合距離 $\ell = Kd_L/\lambda$ の
p.126	さらに，塗次元掃流力の定義	さらに，無次元掃流力の定義
p.127	無次元掃流砂を用いたことを除くと，	無次元掃流砂量を用いたことを除くと，
p.127 脚注 22)	（追加）	同じパラメータと抵抗係数を使うと 式 B.42, 式 B.43 の係数 6.7 ($\approx$) は 3.74 ，河床せん断応力と同様に $R = 0.7$‘ とすると 2.14 となった。
p.128 脚注 25)	抵抗則から分かる抵抗係数 $R = 0.8\rho_f/(\sigma - \rho_f)$ において，$s = \sigma/\rho_f$ の関係を	抵抗則から分かる抵抗係数 $R = 0.8\rho_m/(\sigma - \rho_m)$ において，$s = \sigma/\rho_m$ の関係を
p.128	表現が見つかる。ここに示したように，掃流状集合流動の平衡土砂濃度式については，基本的に同じ考えから	表現が見つかるが，基本的に同じ考えから
p.128	またそれらの関連が分かった。	またそれらの関連を示した。