年2回強化される対馬暖流沿岸分枝の海洋構造変化

1. **はじめに**

ここは最後。

石川ほか（2007）は対馬暖流沿岸分枝流の北上流強化が主に夏季と冬季の2回に分けられ，空間構造に関しては，江差以南の海域では主に夏季強化が，輪島以北の海域では主に冬季強化が卓越することを示した。今回の解析で用いた沿岸−沖合島対は共に輪島以北，江差以南の海域にあたることから，夏季強化と冬季強化が共に卓越する海域であることが予測される。

1. **解析資料とデータの前処理**

本研究で解析した海洋観測資料は，青森産業技術センター水産総合研究所に提供して頂いた2009年～2023年（15年間）のCTD定期観測による日本海側青森県沖の水温塩分データである。当センターの定期観測測線はFig. 1に示した2本あり，本解析では北側をN線（41°00’N上の138°00’E~140°00’E），南側をS線（40°36’N上の138°00’E~139°75’E）と呼ぶ。両測線は9つの測点（岸側からStn.1～9）で構成されている。測点の経度方向の観測間隔は20’であるが，S線のStn. 1 とStn. 2のみ5’である。N線のStn. 1のみ毎月の観測があり，それ以外の測点については1月と7月を除いて毎月の観測がある。両線の季節変化はよく似ているため，本解析における沿岸分枝流の季節変化の記述はN線で代表させる。ただし，両線の変動にはわずかに位相差があり，それを示すために，S線のStn. 4の水温塩分データのみ使用した。

まず，塩分データには電気伝導度のノイズと思われる不規則なスパイクデータが多々存在したため，そのスパイク値を除去するために51 dbar幅でジアンフィルターを施した。具体的には，ある深度の値に，それを含めて前後51 dbar（51個）の中央値を挿入している。このようなフィルターの特性から，海面下26 dbar以深，最深観測面上26 dbarまでの値が有効となる。データは全ての観測点で426 dbarを超える深さまで存在したため，400 dbarまでの値を得ることは可能であった。海面下26 dbarまでの値は，26 dbarの塩分値で補間した。

次に，当センターでは中深層の海水を用いて塩分検定を行っているが，その値のバラツキが大きく（おそらく人為的），この値を使って塩分補正をすると，隣り合う測点間でも異なる鉛直プロファイルが描かれる。よって，どれが正しい塩分値であるかの判断が難しく，特に，経年変化の議論は不可能と思われる。そこで，塩分補正は行わずに，全ての塩分プロファイルを重ね合わせ，400 m以深で最も頻度の高い塩分値を求めた。この深度400 mは対馬暖流下部に当たり，塩分の季節変化は比較的小さいと判断される。求まった深度400 mの塩分値は34.07である。全期間，全ての測点で，深度400 mの塩分値が34.07になるように補正し，それゆえ，議論は季節変化に限られる。ただし，このような補正をしても，2012年の全ての月のCTDデータは明らかに異常値（他の月とは全く異なる塩分プロファイル）と思われるものが非常に多く，この年のみ解析に使用しないこととした。

海洋観測資料の解析期間（2009年～2023年）においても，石川ほか（2007）と同様な年2回強化される北上表層流を確認するために，海岸昇降検知センターのWebサイト（<https://cais.gsi.go.jp/cmdc/centerindex.html>）に登録されている検潮所の月平均水位値と検潮所近傍の気象官署における月平均海面気圧値を同じ15年間で使用した。選んだ観測点はFig. 1に示した〇印であり，N線の北側にある江差と奥尻（沖合島），南側にある酒田と飛島（沖合島），そしてN線の近傍沿岸にある深浦の計5点である。沿岸－沖合島の対の距離に関しては，江差−奥尻が約60 km，酒田−飛島が約40 kmである。

各観測点の欠測期間は，江差は2023年の全て，酒田は2009年6月と2023年の全て，深浦は2010年11月であった。また，明らかに異常値であると思われる江差の2010年2月，2012年2月，酒田の2009年1月及び2月に関しては欠測とした。次に，月平均気圧値を用いて水位値に気圧補正（-1cm/1hPa）を行った。この段階で，気圧補正された水位データには顕著な経年変化がみられた。しかし，前述したように，塩分データから経年変化の議論ができないような前処理をしたため，水位データにおいても経年変化を削除する必要がある。本解析では，測点毎に各年の年平均値（1～12月）を求め，これを各年毎の水位データから削除することにした。このようにして作成された水位の値を本解析における基本データとした。

1. **解析結果**

**３．１．　岸沖水位差の月別変化**

Fig. 2の（a）は江差（ESA）と奥尻（OKU）それぞれの月別水位の15年平均，（c）は両方の差であるESA－OKUとした岸沖水位差の月別変化であり，各月の値に表示した縦バーは標準誤差を示す。標準誤差の考え方と計算方法を付録Aに示す。同様な表示で，Fig. 2の（b）が酒田（SAK）と飛島（TOB），（d）がSAK－TOBの月別変化である。なお，岸沖水位差は両方の水位に欠測がなかった場合のみ算出している。北上する沿岸分枝流に地衡流平衡を仮定すれば，岸沖水位差はその表層流に限り，その強弱の指標となる。すなわち，正偏差が極大となる月は1年の中で表層北上流が強く，負偏差はその逆となる。

青森沖の観測線を南北で挟む両方の岸沖水位差は，ほぼ共通した月別変化を示している。表層北上流が強化される月は石川ほか（2007）の指摘と同様，年2回あることが確認され，北側のESA－OKUでは8月と12月，南側のSAK－TOBでは7月と12月にある。見方を変えると，表層北上流は10月の秋季に一度弱化されるために，夏季と冬季の2回強化されるようにもみえる。また，2回強化のうち，夏季よりも冬季の方が明らかに大きい。冬季の沿岸分枝流の強化は，これまでに指摘されたことのない知見である。

**３．２．　沿岸近傍水温塩分場の月別変化**

地衡流を仮定して力学計算により断面通過流を見積もる際，できるだけ沿岸近傍の海洋構造を捉えておくことが重要である（付録B）。そこで，沿岸近傍の観測点としてN線のStn.1を選択し，Fig. 3 の（a）は水温PT，塩分S，密度ρの月別－深度のイソプレット図の15年平均であり，（b）はそれぞれの標準誤差（標準偏差をデータ数の平方根で割ったもの），（c）はそれらの標準誤差を考慮したWelchのt値検定である。Welchのt値検定の考え方と計算方法は付録Cに示すが，当月の値が前月の値と比べて統計的に有意に異なる場合（95%の有意水準を使用）で，増加領域は赤色（水温は上昇，塩分は高塩化，密度は重量化），減少領域は青色で表示し，有意でない場合は黒色表示とした。このt値検定の分布図により，特徴的な季節変化として記述してよい変化とそうでない変化を区別することができる。なお，同図の水温と塩分に表示した×印は，密度変化とは同期していない変化を示す。

水温PTをみると，深度200～250 m付近には永年水温躍層が存在し，それ以浅にある季節水温躍層は5月頃から形成され始め，1月頃に消滅し，標準誤差はそれらの躍層付近で大きい。このような季節躍層の形成消滅に伴う，表層水温の4～9月の上昇（Warmer），10～3月の下降（Colder）は統計的に有意である。岸沖水位差の月別変化（Fig. 2）から推測された表層北上流の弱化時期の10月前後に注目すると，10月に永年水温躍層が一時的に上昇するため，深度200 m付近における9～10月の水温低下（Colder）と11～1月の水温上昇（Warmer）が統計的に有意である。

塩分Sをみると，6～12月の深度100 m付近を中心として高塩分水（対馬暖流水）が出現するものの，1～5月にはその塩分極大は消滅し，低塩の海面から深層へ次第に塩分が増加する状態へ変化している。塩分の大きな標準誤差は，出現した高塩分水（対馬暖流水）よりも表層側の低塩分領域にあり，その領域の変化は統計的に有意ではない。塩分変化として統計的に有意な変化の中で密度変化と同期しているのは，8～9月の200 m以深の高塩化（High salt）と11～1月の表層及び中層の低塩化（Low salt）のみである。よって，密度ρの月別変化は，主に水温PT変化で説明され，高密度化（Heavier）は低温化（Colder），低密度化（Lighter）は高温化（Warmer）にほぼ対応していることがわかる。

**３．３．　　沿岸近傍のダイナミックハイトと沿岸水位の比較**

　ダイナミックハイトは，ある重力の等ポテンシャル面を基準とした水柱の鉛直方向の長さ（水中の高さ）を表す物理量であり，それは比容（specific volume）を鉛直方向に積算することで計算することができる。まず，重力の等ポテンシャル面（無流面）を400dbarと仮定し，海面（0 bar）から400 dbarまでのポテンシャル水温と現場塩分を用いてポテンシャル密度（σθ）を求めた。次にその逆数である比容を各層で計算し（αS,T,p），基準とする塩分35，水温0℃，圧力pの比容成分（α35,0,p）からの偏差（δ）を求めた。

求めた比容の偏差（δ）を400 dbarまで積算し，ダイナミックハイトの偏差であるダイナミックハイトアノマリー（ΔD400）を以下の式に示されるように計算した。ここで，ΔD400は[m]の単位を持つ値である。

Fig. 3に示した密度ρの月別－深度のイソプレット図のデータを用いて計算した，深度400 dbarを基準とした月別ダイナミックハイトアノマリーΔD400（黒太線）とStn. 1の近傍に位置する深浦FUKの月別水位（橙細線）の15年平均をFig. 4に重ねて表示した。なお，Fig.2と同様に，縦バーは標準誤差である。

両者を比較すると，季節変化の振幅はΔD400の方が少し小さく，位相は沿岸水位FUKがΔD400よりも1ヶ月ほど進んでいるようにみえる。また，ΔD400には10月に永年水温躍層の一時的な上昇によって，わずかな低下がみられるが，この低下は沿岸水位FUKには現れていない。このように沿岸近傍の海洋構造だけでは，年2回の沿岸分枝流の強化，または10月の一時的な弱化を説明することができない。これは岸沖方向の海洋構造に季節的な変化があることを示唆する。

**３．４．　N線に沿った鉛直断面構造と地衡流流量の月別変化**

Fig. 5は水温PTと塩分S，密度ρ，そしてρから計算した傾圧地衡流速Vg（無流面を400 dbarに仮定）の月別15年平均の岸沖鉛直断面分布をそれぞれ並べたものである。上段の水温は等値線，塩分は赤青濃淡で重ねて表示し，中段の密度は等値線，赤色濃淡はその標準誤差を示し，下段の傾圧地衡流は等値線，そして流速値が10 cm s-1以上となる強い北上流を赤色濃淡で強調した。まず，どの月も密度場は水温場によく似ており，これは密度が塩分よりも水温に依存しているためである。その密度構造は，沿岸近傍に軽い水塊が捕捉され，沖合に向かって次第に浅くなる沿岸密度流の構造を示す。よって，水塊の大局的な季節変化は，先にみた沿岸近傍のStn.1の季節変化（Fig. 3）で代表されるが，水塊の沖方向への拡がり方の相違が鉛直断面図で示される。

　塩分の季節変化に注目すると，2〜5月の時期には沿岸近傍にも沖合にも高塩水は存在せず，低塩水は表層の沿岸寄りに分布し，沖合方向と深層方向に向かって高塩化している。5月ころから海面水温の上昇が始まり，6月に入ると，沖合（Stn.4付近）の深度50～100 mに高塩分の対馬暖流水が出現している。なお，このときの表層は低塩水のままである。出現した高塩分水は，8月には沿岸側の深度100 m付近に捕捉され始め，12月にはその姿を消す。10月ころから海面水温の下降が始まり，11月に入ると，表層の低塩化とその低塩水の深化が進み，高塩水が衰退して，低塩水が支配的な2月の状態に戻る。沿岸密度流の大きな変動場所を示す密度の標準誤差に注目すると，まず，表層付近の大きな値は季節的に大きく変化する水温で説明される。それに加えて，沿岸密度流の沖合境界域にあたる前線もしくは内部境界面にも大きな標準誤差がみられる。温度風の関係より，傾圧地衡流速の鉛直シアーは密度の水平勾配に依存する。それゆえ，この沖合境界付近の密度変化が傾圧地衡流速の月別変化に大きな影響を与える。ここでは計算された強流帯の場所（岸沖変化）に注目すると，沿岸捕捉の月は2月と9月だけ，沿岸と沖合の2か所に分離しているようにみえる月は多くて，3・4・8・10・12月の5カ月，沖合の1か所（両者の中間）の月は5・6・11月にある。このように，密度場の変化を傾圧地衡流でみると，沿岸密度流は必ずしも沿岸に捕捉されておらず，岸沖方向に大きな季節変化を伴っていることが示唆される。

　そこで，このような傾圧地衡流の岸沖構造の季節変化を，沿岸のStn.1を基準としたStn.1-2の間，Stn.1-4の間，Stn.1-6の間の積算流量の月別変化としてFig. 6に示した。流量の少ないStn.1-2から順に，黒線，灰線，黒線で区別し，丸抜きの月（1月と7月）は流量が計算できないので線形内挿した。縦バーは標準誤差である。まず，極小流量は岸沖水位差（表層流）の月別変化でもみられたように，3つの積算ともに共通して10月にある。それによって，極大流量となる時期は二つに分離され，一つは7月か8月，もう一つはStn.1-2が2月，Stn.1-4が2月か3月，Stn.1-6が12月にある。

**３．５．　10月を基準とした8月と2月との差の検定**

傾圧地衡流を仮定した積算流量の時系列においても，沖合水位差から推測された表層地衡流と同様に，年2回の極大があることがわかった。ここでは両極大の間にある極小流量を示した10月を基準として，10月と8月の差から極大から極小となる海洋構造変化，10月と2月の差から極小から極大となる海洋構造変化を調べる。Fig. 7の（a）が10月から8月を差し引いた場合（Oct.－Aug.），（b）が2月から10月を差し引いた場合（Feb.－Oct.）で，上段は水温差ΔPT，塩分差ΔS，密度差Δρ，傾圧地衡流速差ΔVgの各断面図，下段はWelch’s t‐testによる差の検定結果である。t検定は片側検定95%の有意水準で行い，Fig. 3と同様に増加領域は赤色，減少領域は青色で表示し，有意でない場合は黒色表示とした。また，同図の水温と塩分に表示した×印は，密度変化の増減とは同期していない変化を示す。

極大から極小への海洋構造変化（Fig. 7（a））において，統計的に有意な密度変化は表層の低密度化（Lighter）と沿岸中層の高密度化（Heavier）の2か所にある。表層の低密度化には高温化（Warmer）と低塩化（Low salt）の両方，沿岸中層の高密度化も低温化（Colder）と高塩化（High salt）の両方が寄与している。よって，これらを内部境界面の変位として解釈すれば，沿岸密度流の沖合境界が沖方向へ移動し，沿岸近傍の躍層が上昇していることを示す。その結果，傾圧地衡流は沿岸側で弱化（Decreasing）され，表層の沖合側で強化（Increaseing）されている。これらの検定結果をもとに，Fig. 5の8月と10月の断面図を改めて比較すれば，沿岸分枝流が沿岸捕捉されていた8月の状態から，沿岸近傍の躍層が湧昇，高温高塩水が沖合へ張り出すことで，強流帯が沖合へ移動し，10月の（少なくとも沿岸側の）表層流及び積算流量が極小になったことがわかる。

次に，極小から極大への海洋構造変化（Fig. 7（b））をみると，密度と水温に関しては，極大から極小へ（Fig. 7（a））とは，ほぼ逆センスの変化を示している。すなわち，統計的に有意な密度変化は表層の高密度化（Heavier）と沿岸中層の低密度化（Lighter）の2か所あり，表層の高密度化には低温化（Colder），沿岸中層の低密度化は高温化（Warmer）が寄与し，密度に対する塩分の寄与は小さいようにみえる。ただし，この時期の冬季海面冷却によって，表層水は低温化，高密度化するため，内部境界面の変位として解釈することは危険であり，少なくとも表層水の高密度化は沿岸密度流を弱化させるセンスに働く。それゆえ，傾圧地衡流の変化をみると，表層の沖合側では大きく弱化（Decreasing）されている。一方で，沿岸側の傾圧地衡流は強化（Increaseing）されており，これには沿岸近傍の躍層の下降に加えて，統計的に有意な塩分変化が沿岸側の深度100 m付近に低塩化（Low salt）があるためである。これらの検定結果をもとに，Fig. 5の10月と2月の断面図を改めて比較すれば，沿岸分枝流が沖合へ張り出していた10月の状態から，沖合域が大きく冷却（高密度化）される一方で，沿岸近傍の低塩化と躍層の沈降によって，2月には再び沿岸捕捉の状態になったことがわかる。

なお，2月の後の5～6月ころ，積算流量は再び極小期になる。ここでは差の検定は行わないが，2月の沿岸捕捉状態から，沿岸密度流の沖合境界域が再び沖合へ張り出すことで，強流帯が沖合へ移動しているようにみえる。力学的考察は今後の課題であるが，沿岸分枝流は常に沖合へ離れようとする傾向があるように思える。むしろ，高塩水で特徴付けられる対馬暖流の沿岸分枝流が本海域へ移流された夏季と表層低塩水（河川水を想定）が出現した冬季の2回に限り，一時的に沿岸捕捉状態が形成され，それが年2回強化される沿岸分枝流の姿と考えられる。

**３．６．　沿岸密度流の沖合境界にある大きな標準誤差が示す物理現象**

　前節の差の検定において，低い有意水準のために議論できない領域が沖合境界域付近（Fig. 7のWelch’s t-testの黒色領域）にあった。そこはFig. 5の密度断面で示したように標準誤差が大きい領域である。本節ではこのような沿岸密度流の沖合境界域における大きなバラツキの原因を明らかにする。密度断面において，海面付近の大きな標準誤差は海面加熱冷却等による年周期の季節変動である。ここでは，このような季節変動ではない沖合境界域の変動を抽出するための指標として，Stn. 4の深度250 mの水温を選択にした。

その水温の時系列をN線は黒実線，S線は赤実線，欠測月（〇印）はその前後の値で内挿してFig. 8の（a）に示した。また，黒実線はN線の水温平均値，その上下にある黒点線はN線の水温標準誤差である。

なお，用いた時系列は，使用しなかった2012年のデータを省いて作成したものである。

Fig. 8の（b）はそれぞれの時系列の自己相関係数，（c）は両者の相互相関係数である。両図の青実線は，各自由度における各相関係数の95パーセント有意性の閾値である。自己相関解析から推測される有意な周期性は，N線が15ヶ月，S線が10ヶ月と15ヶ月，この共通した周期は15カ月周期である。相互相関解析から，そのような周期変動は南側にあるS線がN線よりも1ヶ月有意に先行し，それは（a）の時系列をみても確からしい。

次に，この約15カ月変動の物理現象の正体を明らかにするために，Fig. 8（a）の時系列において，水温が平均＋標準偏差以上であった月を正偏差（Positive anomaly），平均以下であった月を負偏差（Negative anomaly）として2つのグループに分類した。Fig. 9の（a）は上段が正偏差（Pos），下段が負偏差（Neg）の各合成図であり，左から水温（等値線）と塩分（赤青濃淡），密度，傾圧地衡流速（負の領域を灰色で強調）の断面図である。水温及び密度が示す内部境界面は明らかに異なり，正偏差は下凸構造，負偏差は沿岸捕捉の構造を示す。それゆえ，正偏差の傾圧地衡流では沿岸側に反流（負）域が形成されている。両者の差（Pos-Neg）の検定を行った結果がFig. 9の（b）であり，これにより物理現象の正体が明らかになる。上段は密度差Δρと傾圧地衡流速差ΔVg，下段はそれぞれのt検定を行った結果である。ほぼ断面全体において有意な差となり，沖合のStn.4付近に中心をもつ，時計回りの暖水渦流が，先述した季節変化に重なって，約15カ月周期で常時出現していることがわかる。

**３．７．　冬季に強化される津軽海峡通過流**

次は、Fig.10を使って、ここを書く

ここで，津軽海峡へ流入する表層流の季節変化について議論する。海峡内での地衡流を仮定すると，津軽海峡への表層流入は，海峡のそれぞれ南北対岸に位置する竜飛と松前(TAP-MAT)の水位差で表現することが最もらしいと考える。その差を図示したのがFig.10(a)であり，これによると表層流入は，冬季に1度の正偏差ピークが存在することがわかる。次に，津軽海峡への流入の指標として用いられることが多いFUK-HAKの水位差をFig.10(b)に示した。この図をTAP-MATとともに参照すると，FUK-HAKの方が振幅が大きいことに加え，TAP-MATには見られなかった夏ピークがFUK-HAKには存在した。津軽海峡の表層流入の季節変化は，比較する検潮所対によって異なった結果を示した。このことについてさらに考察する。

FUK，HAK，TAP，MATそれぞれの水位の時系列を個々に比較すると，HAKとMATは定性的にも定量的にも同程度と言える季節変化をしていた。それに対し，FUKとTAPでは，FUKの方が定量的に大きな季節変動をしており，またピークの位相も違った。これらを考慮すると，FUK-HAKとTAP-MATの差は，FUKとTAPの間にありそうである。そこで，FUK-TAPの水位差をFig.10(c)に図示した。FUK-TAPを参照すると，夏に1度の正偏差ピークを持つ。そしてこの夏ピークは，FUK-HAKには存在し，TAP-MATには存在しなかったものである。FUKやTAPにHAKやMATと違う特徴が何かあるのだろうか。これら比較している水位差のペアに関して，HAKとMATとTAPはすべて海峡内であるが，FUKのみ海峡外の測点であり，海峡内と海峡外でピークに違いがある可能性がある。そこで，Fig.10には図示しなかったが，同じ海峡外でかつ海峡の北に位置する江差（ESA）をFUKと比較した水位差FUK-ESAを得た。この海峡外における南北の水位差は，秋季〜冬季にかけて正偏差ピークを示し，夏のピークは見られなかった。これらの結果から，以下のことが予測される。夏に関しては，FUKとESAの水位差が小さいことから，FUKの夏ピークは海峡に伝播せずESAのある北へ伝播している。それに対し，冬に関しては，ピークは海峡に伝播するためESAまでシグナルが届いておらず，FUK-ESAの水位差が正偏差として現れている。Fig.10(a)に示されるTAP-MATは，FUK-HAKから，FUKの夏ピークのシグナルであるFUK-TAPを差し引いたものに定性的に近いことも，以上の事を示唆している。

この予測が正しいとすれば，津軽海峡の表層流入でFUK-HAKを用いることは，津軽海峡に伝播しない深浦での夏ピークが加算されたものを用いることになってしまう。よって，津軽海峡表層流入は，TAP-MATをその指標に用いることがよりよいと考える。

まず，FUKの高い水位による夏ピークは海峡内には伝播しない（FUK-HAKの夏に見られる大きな正偏差がFUK-ESAでは見られない）。それに対し，FUKの冬ピークは海峡内に伝播する（FUK-ESAで見られた冬ピークはFUK-TAPでも見られる。）

**付録A　　標準誤差の考え方と計算方法**

　標準偏差と標準誤差はともに，データのばらつきの指標となる統計量であるが，その意味が少々異なる。

標準偏差は，ある標本における各値の散らばりの指標であり，以下の式で計算される。

（nはデータ数，は標本平均）

この式は，標準偏差が，ある標本における各値の平均値からの散らばりの期待値で表されることを示している。

仮に同じ母集団から何度も標本を取り，平均値を毎回調べたとする。それら標本平均値の散らばりの指標となるのが標準誤差である。標準誤差は，標準偏差をデータ数の平方根で割った値に等しい。

(SEM : Standard Error of the Mean)

標準誤差は，統計量である標本平均値の散らばりの期待値であり，標本平均値の不確実性の指標となる。

**付録B　　地衡流計算において，沿岸近傍の海洋構造を捉えておくことが重要な理由**

ここでは，1.5層モデル（上下層の2層モデルだが，下層厚は無限なので，下層流は）を仮定した沿岸境界流の鉛直分布を考える（Fig. A1）。このときの地衡流の流速は

となる。沿岸での上層厚を，でとすると，積算流量は

となり，上層厚が如何なる形状をとろうとも，積算流量は沿岸の上層厚によって決まる。これが沿岸近傍の海洋構造を捉えておくことが重要な理由である。

**付録C　　Welchのt値検定の考え方と計算方法**

　2つの母集団の母平均の差に違いがあるかどうかを定める際に，t値検定を行うことが幾度かあった。t値検定は，帰無仮説と対立仮説を立てるところから始め，求めた自由度と分散（バリアンス）に応じた信頼区間を求め，それが定めた有意水準が決める範囲外の場合に帰無仮説を棄却した。なお，t値検定を行うにあたって，比較した全ての母集団は正規分布していることを仮定している。

t値検定にはStudent’s t testとWelch’s t testが存在し，その違いは主に，比較する2つの母集団の散らばりが等しいと仮定するか否かである。Student’s t testでは，この散らばりが等しいとの仮定のもと，2つの標本の標準偏差を用いてプールしたバリアンスSpを計算する。

(n1,n2,は標本数，S1,S2,は標準偏差，dfは自由度)

これらの値を用いて以下のように表される信頼区間CIを算出し，この信頼区間を検定する。

(tdfは自由度dfにおける t分布表の値)

対してWelch’s t test では，比較する2つの母集団の標準偏差は必ずしも同じでないという仮定の元，以下の式で示されるdfを用いてCIを計算する。

このdfと，2つの母集団のバリアンスを用いて以下のCIを計算する。

ただし，上式で算出される自由度dfが実数になってしまった場合は，最も近い整数をdfとして代用した。

Welch’s t test では，信頼区間の計算に用いる2つのバリアンスを標準化せずに用いている。そして解析の段階で，Welch’s t test は比較する2つの標本平均の標準偏差が大きく異なる場合に，従来のt testよりも適した結果を示すと判断し，今回の解析ではこちらを用いた。