水文・気象・衛星データを用いた阿蘇山周辺の流域水収支の再検討

Re-evaluation of the Water Budget around Mt. Aso
Using Hydrometeorological and Satellite Data

松山 洋*・泉 岳樹* (東京都立大学大学院理学研究科)

Hiroshi MATSUYAMA・Takeki IZUMI Graduate School of Science, Tokyo Metropolitan University

The water budget around Mt. Aso is investigated from January 1996 to December 1998, when the budget is considered to be stationary. First, by using the 1 km grid-interval digital elevation models, the 9 basins are selected which cover Aso Pyroclastic Flow deposits. Next, the Radar-AMeDAS precipitation (P) and river runoff (R_o) are used to calculate their annual difference ($P-R_o$), which is compared with the areal evapotranspiration (E). E is estimated considering land use and elevation, based on the energy budget of the meteorological observatories. In advance, the land use data of the Geographical Survey Institute and Landsat TM image (taken on 22nd May, 1998) are used to classify the surface condition.

The spatial average of the annual difference ($P-R_o$) of the 9 basins is larger than E . It is beyond the range of observational and estimation errors, due to the overestimation of P . After correcting P with the use of 23 AMeDAS station's data around the study area, the annual difference ($P-R_o$) and E in the 9 basins is within the range of the errors. Still, the significant differences between $P-R_o$ and E are found in the Kase-river, Midori-river, and Oita-river basins. The quantitative discrepancies of the water budget in the latter two basins are the original findings of the present study.

The discrepancy of the water budget in the Oita river basin implies the possibility that the budget does not completely close in the western foot of the Aso volcanos alone. In conclusion, it is necessary to treat the entire central Kyushu as a study area when the water budget in this region is investigated.

Key words : Water budget in the basin, Aso Pyroclastic Flow deposits, Groundwater movement, Radar-AMeDAS precipitation, Observational and estimation errors

水収支が閉じると考えられる1996年1月～1998年12月を対象に、阿蘇山周辺の流域水収支について検討した。まず、数値地図1 kmメッシュを用いて、阿蘇火砕流堆積物が連続的に分布し、流域間で地下水流動が起こっていると考えられる9流域を抽出した。次に、流域ごとに、レーダーアメダス解析雨量と流出高の年間の残差を算定し、これらを、気象官署での熱収支を基に、土地被覆と標高を考慮して分布型で推定した流域蒸発散量と比較した。その際、国土数値情報1/10細分区分土地利用データとLandsat TMデータ(1998年5月22日撮影)を用いて、事前に行なっていた地表面被覆の分類結果を利用した。

9流域における年降水量と年流出高の残差は流域蒸発散量よりも大きい。これは、観測・算定誤差を考慮してもなお説明できない違いであり、レーダーアメダス解析雨量が過大評価されていることが原因だと考えられる。そこで、周囲23地点のAMeDASデータを用いてレーダーアメダス解析雨量を補正してから年間の残差を求めたところ、この9流域平均値は誤差の範囲内で流域蒸発散量と一致した。しかしながら、加勢川、緑川、大分川流域についてはなお、年間の残差と流域蒸発散量の間に有意な違いが見られた。このうち、緑川と大分川流域における水収支の不一致は、本研究で初めて明らかになったことである。

大分川流域における水収支の不一致から、阿蘇西麓台地だけでは水収支が閉じていない可能性が示唆される。つまり、この地域における広域水収支を考える際には、中部九州全体を解析対象とする必要がある。

キーワード：流域水収支、阿蘇火砕流堆積物、地下水流動、レーダーアメダス解析雨量、観測・算定誤差

I. はじめに

厚い火砕流堆積物に覆われた阿蘇山周辺では降水

が速やかに地下に浸透する。このため、阿蘇西麓台地(図-1の3白川流域よりも西側の地域)では地形的分水路を越えた地下水の流動が起こっているこ

*東京都立大学大学院理学研究科地理学教室 〒192-0397 八王子市南大沢1-1
Department of Geography, Graduate School of Science, Tokyo Metropolitan University, 1-1, Minami-Ohsawa, Hachioji-shi, Tokyo 192-0397, Japan

図一 1 解析対象地域。灰色で示したのは阿蘇火砕流堆積物が分布する地域(小野, 渡辺, 1985), 黒線で示したのは, 国土地理院発行の数値地図 1 km メッシュから得られた流域界であり, 流域名も図の下に示されている。丸で示したのは流量観測地点で, 流域の番号は図一 2, 表一 1, 3~5 にそれぞれ対応する。また, K, T は熊本市と竹田市のおおよその位置を表している。

Fig. 1 The study area. The gray zones correspond to the area where Aso Pyroclastic Flow deposits are distributed (Ono and Watanabe, 1985). The black lines indicate the basin boundaries obtained by the 1 km grid-interval digital elevation model of Geographical Survey Institute. The names of the basins are also shown in the lower part of the figure. The circles are runoff stations whose numbers correspond to those for Fig. 2 and Tables 1, 3~5, respectively. The letters K and T indicate the positions of Kumamoto and Taketa city, respectively.

とが, 宮本ほか(1962)の先駆的研究以来指摘されてきた。

阿蘇西麓台地においてこれまでになされてきた, 地下水の流動に関する調査方法は大きく 3 つに分けられる。1 つめは水質に注目する方法(永井, 石井, 1983; 永井ほか, 1983), 2 つめは地下水温に注目する方法(島野ほか, 1989; 谷口ほか, 1989), 3 つめは水収支に注目する方法(下津, 1987, 1988,

2000; 下津, 岩永, 1993; 下津ほか, 1979)である。これらの研究ではいずれも, 菊池川水系合志川(図一 1 の 2 の一部)や白川流域から加勢川流域(図一 1 の 4)への地下水の流動が指摘されている(図一 1, 表一 1)。

筆者たちにとって不思議なのは, これらの研究で対象としているのが, 阿蘇西麓台地に限られていることである。これは, 人口 66 万人の熊本市(図一 1 の K 周辺)では上水道の水源を 100% 地下水に依存しているため(例えば田中, 2000), 水利用・水資源という観点から上記の研究がなされてきたことと無関係ではなからう。しかしながら, 透水性のよい阿蘇火砕流堆積物が, 阿蘇カルデラを中心に広く中部九州を覆っていることを考えると(図一 1, 小野, 渡辺, 1985), 下津たちの一連の研究で, 阿蘇西麓台地だけで水収支が閉じると考えるのは, 筆者たちには多少の疑問を感じる。実際, 阿蘇山東麓にも相当量の湧水があり(島野, 1987), そのうちの竹田湧水群(図一 1 の T 周辺)が阿蘇火山の火砕流堆積物を透過してきた地下水起源であることが, 島野, 戸次(1992)によって指摘されている。つまり, 阿蘇カルデラ内への降水が地形学的分水界を越えて東麓に流れ出ている可能性も考えられるのである。

本研究は上記の可能性について, 水文・気象・衛星データを用いて, 水収支的な観点から再検討を行なうものである。

II. データ・解析方法・予備解析

解析は, (1)数値標高データを用いた流域の抽出, (2)流量データからの年流出高の算定, (3)レーダーアメダス解析雨量を用いた流域平均降水量の算定, (4)人工衛星データを用いた地表面被覆分類, (5)気象官署において各種地表面状態を仮定した場合の年蒸発散量の算定, (6)地表面被覆と標高を考慮した流域蒸発散量の算定, (7)年間の水収支に関する総合解析, という手順で行なった。以下(1)~(6)について具体的に述べ, III 章と IV 章で用いるデータについては, そのつど触れることにする。

解析対象期間は 1996 年 1 月~1998 年 12 月とした。この理由については II 章 2 節で述べる。

1. 流域の抽出

まず, 国土地理院発行の数値地図 1 km メッシュを用いて, 阿蘇外輪山を取り囲む一級河川 9 流域(図一 1, 表一 1)を抽出した。流域の抽出には野上

表一 1 解析対象地域における流域諸元。地点名は流量観測地点のことで、緯度・経度・流域面積・年流出高は、それぞれ当該地点のものである。年降水量はレーダーアメダス解析雨量から推定したもので、補正前の値である(III章1節)。

Table 1 The basic information of the 9 basins analyzed in this study. The names of the stations are those for runoff stations to which latitude, longitude, drainage area and the annual runoff correspond, respectively. The annual precipitation is estimated by Radar-AMeDAS precipitation before correction (see Sec. III. 1).

流域名	地点名	緯度	経度	流域面積 (km ²)	年流出高 (mm/y)		年降水量 (mm/y)		
					1996～1998 年	1983～1998 年	5 km 格子 (a)	1 km 格子 (b)	(a-b)/a (%)
1 筑後川	小淵	33.30 N	130.95 E	1,137.0	1,438	1,337 ± 300	3,109	3,088	0.68
2 菊池川	玉名	32.93 N	130.58 E	906.0	1,535	1,379 ± 356	3,326	3,548	-6.67
3 白川	代雄橋	32.79 N	130.71 E	477.0	1,833	1,801 ± 387	3,625	3,624	0.03
4 加勢川	大六橋	32.76 N	130.76 E	220.3	2,606	2,698 ± 369	3,293	3,375	-2.49
5 御船川	御船	32.71 N	130.80 E	120.0	2,045	1,861 ± 366	3,214	3,283	-2.15
6 緑川	中甲橋	32.66 N	130.80 E	519.1	2,251	2,213 ± 396	3,293	3,102	5.80
7 五ヶ瀬川	三輪	32.56 N	131.57 E	1,044.1	1,769	1,642 ± 326	3,227	3,172	1.70
8 大野川	白滝橋	33.16 N	131.65 E	1,381.0	1,165	1,300 ± 322	2,682	2,731	-1.83
9 大分川	府内大橋	33.20 N	131.61 E	601.0	1,514	1,451 ± 292	2,338	2,444	-4.53
合計または加重平均					1,601	1,558 ± 334	3,056	3,084	-0.92

(1991)の洪水型アルゴリズムを改良したものを用い、得られた結果と、1998年の流量年表に添付されている九州地方流量観測所位置図が大きく異なることを確認した。なお、筑後川については小淵流量観測点(図一1中の(1))よりも上流を研究対象とした。これは、図一1の9流域で阿蘇火砕流堆積物が連続して分布する範囲をほぼ網羅しており、これら9流域をまとめて扱えば、流域間の地下水流動も含めて長期間の水収支が閉じると考えたからである。

なお、これら9つの流量観測地点より上流にダムなどが存在する流域もある。それらの流域での貯水容量が大きい場合や灌漑によって蒸発散量が増える場合には、図一1の各観測地点での河川流量が小さくなり、結果として、流域平均降水量と流出高の残差が、II章6節で得られる流域蒸発散量よりもかなり

大きくなることが予想される。しかしながら、実際には上述した残差が蒸発散量よりも大きくなる流域もあるものの(図一7の+の流域)、両者の違いは観測・算定誤差の範囲内に収まっている(III章1節, 表一4)。それゆえ、解析対象流域で人為的な水利用があったとしてもそれが水収支に及ぼす影響は小さいと、筆者たちは考えている。同様に、流域をまたがる人為的な水輸送があったとしても(例えば、図一1の8大野川と9大分川を結ぶ明治大分水路など)、得られた結果(表一4)より、これらの影響は小さいと考える。

2. 流量データと水年および解析対象期間の設定

次に、1996～1998年の流量年表を用いて、図一1の9流域における年流出高を求めた。ここで、熊本

表一 2 阿蘇山周辺の気象官署において各種地表面状態を仮定した場合の年蒸発散量(1996～1998年, 単位mm/y)。水田の年蒸発散量の算定に際しては、近藤(1998a)を参考に5～10月は $E/E_p=0.8$ 、11月～4月は $E/E_p=0.6$ とした。ここで E は実蒸発散量、 E_p は近藤、徐(1997a)が定義したポテンシャル蒸発量である。

Table 2 The annual evapotranspiration in the various land surface condition calculated at the meteorological observatories around Mt. Aso. (1996–1998, unit: mm/y). To calculate the annual evapotranspiration at the paddy field, E/E_p is set 0.8 (0.6) from May to October (from November to April), based on Kondo (1998a). Here, E is the actual evapotranspiration, E_p is the potential evaporation defined by Kondo and Xu (1997a).

気象官署	緯度	経度	標高 (m)	降水量	ポテンシャル蒸発量	森林	都市	水田	裸地	草地	水体	畑地
阿蘇山	32.88N	131.07E	1,143	3,325	933	601	165	624	560	467	653	746
熊本	32.81N	130.71E	38	2,012	1,185	881	199	855	711	593	830	948
延岡	32.58N	131.66E	19	2,253	1,410	756	165	944	846	705	987	1,128
大分	33.23N	131.62E	5	1,647	1,102	790	156	850	813	551	771	882
日田	33.32N	130.93E	83	1,884	1,355	817	189	920	661	678	949	1,084

図一 2 各流域における1996～1998年の年流出高と1983～1998年における年々変動(単位: mm/y). 横軸の流域番号は、図一1と表一1、3～5に対応する. 水年は1～12月とし(II章2節), 三角が1996～1998年の平均値, 白丸が1983～1998年の各年の流出高, 黒丸と縦棒は1983～1998年の平均値と標準偏差をそれぞれ表している. ただし, 平均値と標準偏差の算定に際しては最大値と最小値を除いた. これらは, 加勢川(流域番号4)の最小値を除いては, 冷夏(暑夏)であった1993(1994)年(例えば若原, 藤川, 1997)にそれぞれ現れている.

Fig. 2 The annual runoff of 1996–1998 and its interannual variability for 1983–1998 in the 9 basins analyzed in this study (unit: mm/y). The numbers of the basins in the horizontal axis correspond to those for Fig. 1 and Tables 1, 3–5, respectively. The water year begins in January and ends in December (see Sec. II. 2). The triangles show the averages for 1996–1998, while the white circles are the values of each year (1983–1998). The black circles and vertical lines indicate the averages and standard deviations from 1983 to 1998, respectively. For this calculation, the maximum and minimum values are omitted, observed in the extremely cool (hot) summer in 1993 (1994), respectively (e.g., Wakahara and Fujikawa, 1997), except for the minimum value of Kase river (Drainage ID=4).

でも阿蘇山でも降水量が最小となるのは1月頃であり(例えば松本, 松本, 1981), 熊本市では10月から5月にかけて地下水位が低下するので(例えば市川, 1998), 本研究では下津ほか(1979)と同様, 1月から12月までを水年とした.

解析を行なう前に, この3年間の流出高の代表性について調べた(図一2, 表一1). 全流域で同一期間のデータが欠測なく得られるようになった1983年以降について流出高の年々変動を調べると, どの流

域でも, 1996～1998年の平均値は1983～1998年の平均値と比べて標準偏差の範囲内に入っている(図一2, 表一1). また, 市川(1999)によれば, 熊本地域では平年並みの降雨があれば地下水位は均衡を保つことが知られている. 熊本地方気象台における1961～1990年の降水量の平年値は1,968mm/y(国立天文台編, 1999), 1996～1998年の降水量の平均値は2,012mm/yなので(表一2), この3年間で水収支は閉じると考えられる. さらに, この地域において3年程度で水収支が定常状態になるという考えは, 末包, 梶根(1980)からも支持される.

3. 降水量データと空間分解能に関する検討

降水量は, 気象庁によるレーダーアメダス解析雨量(予報部予報課, 1995)を用いた. これは, 気象レーダーとAMeDASの降水量を合成して得られたもので, 1996～1998年については5 kmメッシュの1時間降水量が公開されている. レーダーアメダス解析雨量は, あくまで防災気象情報における利用を第一に考えられているが, AMeDAS観測網(平均して17km四方)と比べて高い空間分解能を持つ. そのため, 本研究ではこれを用いる.

レーダーアメダス解析雨量では, 5 kmメッシュを構成する2.5km格子4つの降水量のうちの最大値が5 kmメッシュの代表値として選ばれている. 実際には, これら4つの2.5km格子のどれかにAMeDAS観測地点が含まれる場合, その2.5km格子の解析雨量はAMeDAS降水量に等しくなる. このため, AMeDAS観測地点を含む5 kmメッシュにおける解析雨量は, 必ずAMeDAS降水量以上になる. このことは, III章1節の結果を解釈する際に重要になってくる. なお, より詳しいアルゴリズムについては, 予報部予報課(1995)や新保(2001 a, b)を参照されたい.

本研究では, 数値標高データの空間分解能に合わせて, レーダーアメダス解析雨量を1 kmメッシュに内挿して解析を行なった. 内挿にはGMT(Generic Mapping Tool, Wessel and Smith, 1991)の関数surfaceを使用した. これは曲率最小化アルゴリズム(Smith and Wessel, 1990)を用いるものである. ここでは, 渡邊(2002)やSmith and Wessel(1990)を参考にして, 関数surfaceのテンションレベルTを0.25に設定し, 現実にはありもしない山や谷が現れないように気をつけた.

5 kmメッシュの流域区分についてはここでは図示

しないが、元のレーダーアメダス解析雨量と 1 km メッシュに内挿したデータを用いて、流域平均降水量を 5 km メッシュと 1 km メッシュごとに求めた(表一 1)。両者の年降水量の差は全流域で 10% 以内であり、系統的な違いは見られない。流域平均降水量を精度 10% 以内で求めるのが難しいことを考えると(近藤・渡辺, 1991)、空間内挿が流域平均降水量に及ぼす影響は、観測・算定誤差と同じ程度と考えられる。よって以下では、1 km メッシュに内挿したレーダーアメダス解析雨量を用いて研究を行なう。

4. 衛星データによる地表面被覆の分類

Ⅱ章 5 節で必要となる地表面状態の種類について知るため、またⅡ章 6 節で流域蒸発散量を求めるために、1998 年 5 月 22 日撮影の Landsat TM データ(Path=112, Row=37, 空間分解能約 30m)を用いて、いわゆる「教師付き分類」によって地表面被覆を定めた。その際のトレーニングデータには、国土数値情報 1/10 細分区画土地利用データを用いた。

ここでは、30m メッシュで行なった地表面被覆の分類結果を、数値標高データの空間分解能に合わせて 1 km メッシュに集計した。その際、1 km メッシュ内で最も優占する地表面被覆を当該格子点の代表値とした(図一 3)。

ここで、地表面状態を調べるのに土地利用データではなく、5 月の衛星データを用いたのには理由がある。土地利用データでは、阿蘇カルデラ内の水田が一期作で 5 月(9 月)に田植え(刈り入れ)、カルデラ外の水田が二毛作で 6 月(10 月)に田植え(刈り入れ)といった土地利用の季節的な違いは分からないのである(農林水産省経済局統計情報部, 2000, および 2001 年 9 月に現地で行なった聞き取り調査による)。実際、図一 3 では、阿蘇カルデラ内外の水田で分光反射特性が異なるために、両者が別のカテゴリー(paddy1, paddy2)に分類されている。こういった一期作、二毛作といった土地利用の季節的な違いは、Ⅱ章 6 節で流域蒸発散量を求める際に重要になってくる。

図一 3 1998 年 5 月 22 日の Landsat TM データ (Path=112, Row=37) による地表面被覆の分類結果
Fig. 3 The land surface classification evaluated by Landsat TM image (Path=112, Row=37) taken on 22nd May, 1998

図一4 解析対象地域周辺の気象官署およびAMeDAS観測地点。丸で示したのが気象官署(A:阿蘇山, K:熊本, N:延岡, O:大分, H:日田), 四角で示したのがレーダーアメダス解析雨量の補正, およびティーセン法で流域平均降水量を求める際に用いたAMeDAS観測地点(全部で23地点)である。TはAMeDAS高森(IV章2節)を表す。また、熊本、延岡、大分、日田によるティーセン分割の境界を細実線で示す。

Fig. 4 The meteorological observatories and AMeDAS stations around the study area. The circles are the meteorological observatories (A: Asosan, K: Kumamoto, N: Nobeoka, O: Oita, H: Hita), while squares are 23 AMeDAS stations used for the correction of Radar-AMeDAS precipitation and for estimating the areal precipitation in the basins by Thiessen method. The letter T corresponds to Takamori AMeDAS station (see Sec. IV. 2). The thin lines indicate the boundaries of Thiessen polygons by Kumamoto, Nobeoka, Oita and Hita.

図一3より、研究対象地域は、森林、都市、阿蘇カルデラ内外の水田、裸地、草地、水体、畑地、雲に分類される。このうち森林と分類された格子点が圧倒的に多く、図一1の9流域の約85%を占めている。なお、雲と判定されたグリッドについては、II章6節で流域蒸発散量を求める際には使用しない。しかしながら、これらの面積は図一1の9流域の1%にも満たないので、蒸発散量の算定結果にはほとんど影響を与えない。

5. 気象官署において各種地表面状態を仮定した場合の年蒸発散量の算定

II章6節で流域蒸発散量を求めるために、まず、阿蘇山周辺の5つの気象官署(図一4)において各種地表面状態を仮定した場合の年蒸発散量を算定した。ここで対象とする地表面状態は、II章4節で得られた森林、都市、水田、裸地、草地、水体、畑地の7種類である。このうち、森林と都市については近藤ほか(1992)と近藤、中園(1993)の熱収支モデルをそれぞれ用い、その他については、ポテンシャル蒸発量(E_p , 近藤・徐, 1997a)と実蒸発散量(E)との関係(近藤, 1998a)を用いた。なお、どちらも地域代表風速(近藤ほか, 1991a)を用いて計算を行なった。以下では、これらの詳細について述べる。

蒸発散量の計算には、気象庁年報に収録されている毎日の観測値(降水量, 全天日射量, 日最高・最低・平均気温, 地上気圧, 露点温度, 風速, 比湿, 水蒸気圧)を用いた。ただし、阿蘇山、延岡、日田における全天日射量は欠測が多いので、日照時間から全天日射量を推定した。ここで、1997年以降に日照時間の観測方法が変更になったため(例えば、近藤, 2000)、全天日射量の推定式は熊本の観測値を用いて独自に作成した。得られた推定式を大分の観測値で検証したところ、推定精度は 19W/m^2 であり十分実用的であると判断した。なお、下向き長波放射量は近藤(1994)から算定した。

森林と都市の熱収支モデルのうち、以下の2点は原論文(近藤ほか, 1992, 近藤・中園, 1993)と異なる扱いをした。それらは、(1)3～8月の混濁係数として地理的に近い福岡の値(近藤, 渡辺, 1991)を用いたこと、(2)熊本と大分については降水時の地表面での全天日射量も観測値を用いたこと、である。後者については「降水時の日射量は観測値を用いず大気外水平面日射量の0.1倍とする」とあるが(近藤ほか, 1991b)、観測値があるので観測値を使う方がよいと考えた。こうして得られた熊本と大分における森林の蒸発散量は、1986～1990年の平均値(近藤ほか, 1992)にほぼ等しくなった。

水田、裸地、草地、水体、畑地の扱いは近藤(1998a)を参考にして以下のようにした。水田については、田植えから刈り入れまでは $E/E_p=0.8$ 、それ以外の期間は $E/E_p=0.6$ とした。裸地については、中国の湿潤な地域の例を参考に(近藤・徐, 1997b, 近藤, 私信), $E/E_p=0.6$ とした。草地については

図-5 年蒸発散量の分布(1996~1998年, 単位: mm/y)

Fig. 5 The annual evapotranspiration (1996~1998, unit: mm/y)

$E/Ep=0.5$, 水体については $E/Ep=0.7$ とした。畑地については、九州における大場(1985, 1988)の観測結果とこの地域での栽培作物(例えば、松本・松本, 1981)を考慮して、通年 $E/Ep=0.8$ とした。

以上の条件に基づき、阿蘇山周辺の5つの気象官署において、各種地表面状態を仮定した場合の年蒸発散量を表-2に示す。延岡と日田でポテンシャル蒸発量が大きくなっているのは、地域代表風速を求める際のパラメータ(近藤ほか, 1991aの表A1の α_s)が、全国155の気象官署の中でもそれぞれ15番目、4番目に大きいことが原因であろう。また、これらの地点では全天日射量の観測値が少なく、日照時間からの推定値を用いたことも、算定結果に影響を与えていると考えられる。

6. 地表面被覆と標高を考慮した流域蒸発散量の算定

次いで、II章4節とII章5節で得られた結果を用いて、土地被覆と標高の関数として分布型で蒸発散量を求めた。さらに、それらを流域ごとに集計して流域蒸発散量を算定した。

分布型で蒸発散量を求めるに際して、まず、研究対象とする9流域を熊本、延岡、大分、日田の4地点でティーセン分割し(Thiessen, 1911)、どの格

子点がどの気象官署の勢力下に入るかを調べた(図-4)。なお、各格子点から気象官署までの距離を算定する際には標高も考慮した。次に、それぞれの領域における年蒸発散量を、標高の1次関数として求めた。具体的には、阿蘇山と上記の4地点における年蒸発散量(表-2)を用いて、7種類の地表面被覆における年蒸発散量を標高の関数としてそれぞれ求めた。つまり、7種類 $\times$ 4地点=28通りの推定式を用いたことになる。ただし、水田については、土地利用の季節的な違いがあるため(II章4節)、一期作が行なわれる阿蘇カルデラ内の水田(図-3のpaddy1)では、5~9月は $E/Ep=0.8$ 、それ以外の期間は $E/Ep=0.6$ とした。これに対して、二毛作が行なわれる阿蘇カルデラ外の水田(図-3のpaddy2)では通年 $E/Ep=0.8$ とした。なお、この方法を用いて流域蒸発散量を求める際の問題点についてはIV章4節で議論する。

このようにして得られた年蒸発散量の分布図(図-5)から、多くの格子点では蒸発散量が600~800 mm/yになることが分かる。阿蘇西麓台地では800 mm/y以上の地域が多いが、熊本市周辺では蒸発散量が200 mm/y以下になっているところがある。これは、これらの格子点が都市と分類されたため、周囲の森林(図-3)における蒸発散量(800~1,000 mm/y)と対照的な分布になっている。

III. 流域水収支の総合解析

1. レーダーアメダス解析雨量の定量的評価

以上の予備解析を経て、各河川流域における年間の水収支を算定した(表-3)。1996~1998年の3年間で流域水収支は閉じると仮定したので(II章2節)、降水量(P)と河川流量(Ro)の残差は蒸発散量に等しくなるはずである。現在、流域平均降水量と河川流量の観測・推定誤差はそれぞれ10%(近藤, 渡辺, 1991)、5%(WMO, 1994)程度はあるので、これらの誤差を考慮すると、残差($P-Ro$)の精度は $\{(0.1P)^2 + (0.05Ro)^2\}^{1/2}$ と考えられる(岩井・石黒, 1970)。一方、蒸発散量の観測誤差は $20W/m^2$ (=258 mm/y)はある(近藤, 1998b)。これらの誤差を考慮しても、残差と蒸発散量の値が重ならない場合には、両者の間に有意な差があると考えてよいだろう(これはかなり厳格な基準である)。

表-3より、このような基準を適用してもなお、過半数の流域において残差と蒸発散量の間には有意な差があることが分かる。そして、流域全体でも残

表一 3 レーダーアメダス解析雨量補正前の、各流域の年間の水収支(1996~1998年, 単位mm/y)。最右列の○(×)は、水収支各項の観測・算定誤差を考慮したうえで、残差と蒸発散量の差が有意である(ない)ことを示す。

Table 3 The annual water budget in the 9 basins before correcting Radar-AMeDAS precipitation (1996~1998, unit: mm/y). The mark ○ (×) in the right-hand column indicates that the difference of $P-R_o$ is significantly (not significantly) different from E , when the observational and estimation errors are considered.

流域名	地点名	降水量 (P)	流出高 (R _o)	残差 (P - R _o)	蒸発散量 (E)	差は有意か?
1 筑後川	小瀬	3,088	1,438	1,650 ± 317	695 ± 258	○
2 菊池川	玉名	3,548	1,535	2,013 ± 363	806 ± 258	○
3 白川	代継橋	3,624	1,833	1,791 ± 374	633 ± 258	○
4 加勢川	大六橋	3,375	2,606	769 ± 362	790 ± 258	×
5 御船川	御船	3,283	2,045	1,238 ± 344	748 ± 258	×
6 緑川	中甲橋	3,102	2,251	851 ± 330	729 ± 258	×
7 五ヶ瀬川	三輪	3,172	1,769	1,403 ± 329	679 ± 258	○
8 大野川	白滝橋	2,731	1,165	1,566 ± 279	707 ± 258	○
9 大分川	府内大橋	2,444	1,514	930 ± 256	680 ± 258	×
加重平均		3,084	1,601	1,483 ± 319	712 ± 258	○

図一 6 レーダーアメダス解析雨量とAMeDAS降水量の比較(1996~1998年)。白い棒はレーダーアメダス解析雨量、灰色の棒はAMeDAS降水量を表し(単位はともにmm/mon, 左軸に対応), 黒丸は前者を後者で割った比(無次元, 右軸に対応)である。AMeDAS観測地点(図一 4)の真上のレーダーアメダス解析雨量(5 km メッシュ)を選定し、23地点(グリッド)の平均値とそれらの比をそれぞれ求めた。

Fig. 6 The comparison between Radar-AMeDAS precipitation and AMeDAS precipitation (1996~1998). The white bars show Radar-AMeDAS precipitation, while the gray bars depict AMeDAS precipitation (unit: mm/mon, left axis). The black dots are the ratios of the former to the latter (no dimension, right axis). The 23 grid points of 5 km grid-interval Radar-AMeDAS precipitation just above the corresponding 23 AMeDAS stations (Fig. 4) are selected, and the average of precipitation in these 23 stations (grid points) and their ratios are calculated, respectively.

差は蒸発散量の約2倍の $1,483 \pm 319 \text{ mm/y}$ になっている。近藤(1997)の図一 1 によれば、九州ではポテンシャル蒸発量の分布でさえも $1,000 \sim 1,100 \text{ mm/y}$ 程度であり、ここで得られた降水量と流出高の残差は明らかに大き過ぎる。これは、レーダーアメダス解析雨量がAMeDAS降水量よりも小さくならないこと(II章 3 節)、すなわち前者が実際の降水量を過大評価していることが原因だと考えられる。

図一 6 は、解析対象地域周辺にあるAMeDAS 23地点の月平均値と、それぞれのAMeDASを含むレーダーアメダスの5 kmグリッド23個の月平均値、および両者の比を示したものである。AMeDAS観測地点は、ティーセン法で流域平均降水量を求めるために必要な地点(図一 4, IV章参照)を選んだ。これらの地点では、各年各月の日降水量の欠測は10%未満となっており、月降水量を求めるための気象庁の基準(気象庁, 1990)を満たしている。また、当該格子のレーダーアメダス解析雨量も、欠測値を除いて月降水量に積算してある。

図一 6 より、レーダーアメダス解析雨量とAMeDASの月降水量の季節変化は一致しているものの、両者の間には系統的な違いがあることが分かる。両者の比は3年間の平均で1.67となり季節依存性は小さい。なお、1998年12月の比が4.61と大きな値になっているのは、降水量の絶対値が小さいことが原因だと考えられる。

レーダーアメダス解析雨量の定量的評価について全国的に検討した山本(1991)では、1990年4月以降、

表-4 レーダーアメダス解析雨量補正後の、各流域の年間の水収支(1996~1998年, 単位mm/y). 最右列の○(×)は表-3と同じである.

Table 4 The annual water budget in the 9 basins after correcting Radar-AMeDAS precipitation (1996~1998, unit: mm/y). The mark ○ (×) in the right-hand column is the same as for Table 3.

	流域名	地点名	降水量 (P)	流出高 (Ro)	残差 (P - Ro)	蒸発散量 (E)	差は有意か?
1	筑後川	小瀬	2,207	1,438	769 ± 232	695 ± 258	×
2	菊池川	玉名	2,537	1,535	1,002 ± 265	806 ± 258	×
3	白川	代継橋	2,595	1,833	762 ± 275	633 ± 258	×
4	加勢川	大六橋	2,420	2,606	-186 ± 275	790 ± 258	○
5	御船川	御船	2,354	2,045	309 ± 257	748 ± 258	×
6	緑川	中甲橋	2,219	2,251	-32 ± 249	729 ± 258	○
7	五ヶ瀬川	三輪	2,238	1,769	469 ± 241	679 ± 258	×
8	大野川	白滝橋	1,932	1,165	767 ± 202	707 ± 258	×
9	大分川	府内大橋	1,726	1,514	212 ± 188	680 ± 258	○
	加重平均	(1~9)	2,194	1,601	593 ± 234	712 ± 258	×
	同上	(2~5)	2,525	1,790	735 ± 268	752 ± 258	×

レーダー・アメダス解析雨量がAMeDAS降水量よりも20%程度系統的に大きくなることが示されている。また、新保(2001b)でも「レーダーアメダス解析雨量の方がAMeDAS雨量よりも少し多めになる」と述べられているが、図-6の過大評価率は67%になり、これは彼らの見積もりよりも大きい。しかしながら、1990年9月における北緯38°45'線沿いのレーダー・アメダス解析雨量とAMeDAS降水量の比を示した山本(1991)の第7図には、地点ごとにこの比が異なることが示されている。すなわち、ここで得られた67%という過大評価率は、九州中部という地域性を反映していると言える。

いずれにせよ、この地域でレーダーアメダス解析雨量が実際の降水量を過大評価しているのは図-6より明らかなので、以下ではレーダーアメダス解析雨量を補正して用いることにする。これは、防災気象情報以外の目的でレーダーアメダス解析雨量を使用する際には、データの性質やくせを知り、目的に合った利用方法を良く考えて行なってほしいという、新保(2001b)の意見も考慮してのことである。

2. レーダーアメダス解析雨量を補正した場合の年間の流域水収支

レーダーアメダス解析雨量の補正は、(1)23地点のAMeDAS降水量と、それぞれのAMeDASを含む5kmメッシュのレーダーアメダス解析雨量の比を各年・各月ごとに求め、(2)得られた23個の比の最頻値をその年月の補正率として一律に、内挿して得た1kmメッシュのレーダーアメダス解析雨量に乗じる、

という手順で行なった。最頻値が複数生じた場合にはそのうちの中央値を採用したが、実際にはほとんどの年・月で正規分布に近い度数分布になった。

ここで、平均値でなく最頻値や中央値を採用したのは、後者がより頑健な代表値(例えば、Press *et al.*, 1993)だからである。また、降水量の地域的な違いを無視することになるため、図-6の黒丸を代表値にはしなかった。さらに、地点ごとに得られる比を1kmメッシュに内挿するのは、内挿という不確定要素(しかも今回の場合はII章3節と違って検証のしようがない)が1つ増えることになるので、これも採用しなかった。

表-4は、上述した手順でレーダーアメダス解析雨量を補正した時の年間の水収支である。9流域における年降水量は、元のレーダーアメダス解析雨量の約0.71倍となり(表-3参照)、降水量と流出高の残差と蒸発散量の関係も、誤差の範囲内に入ようになった。しかしながら、加勢川、緑川(図-1の6)、大分川流域における残差と蒸発散量の関係にはなお有意な差が見られる。加勢川流域において残差が負になることは、下津たちの一連の研究(下津, 1987, 2000; 下津・岩永, 1993; 下津ほか, 1979)で明らかにされているが、隣接する緑川流域においても同様の現象が生じている。さらに、阿蘇カルデラの東側でも、残差と蒸発散量の間に有意な差が見られる流域が存在する。ここで、加勢川流域において従来の研究と同様の結果が得られたことは、今回行なったレーダーアメダス解析雨量の補正方法が妥当であることを示していると考えられる。

図一七 各流域における水収支の過不足(1996～1998年)。+(-)は、降水量と流出高の年間の残差が年蒸発散量よりも大きい(小さい)流域を示す。○で囲んだ流域は、観測・算定誤差を考慮してもなお、年間の残差と年蒸発散量の間に有意な差があることを示す。

Fig. 7 The annual water surplus and deficit in the 9 basins (1996～1998). The mark + (-) shows the basin where the annual difference of precipitation and runoff is larger (smaller) than the annual evapotranspiration. The mark O indicates that the above difference is significantly smaller even if the observational and estimation errors are considered.

図一七は上述したことを図示したものである。なお、表一四で有意な差が認められる流域は○で囲んだ。符号は、降水量と流出高の残差と蒸発散量の大小関係(ただし誤差は除く)を示しており、+(-)は残差の方が大きい(小さい)流域を示している。誤差に伴う不確実性が伴うので、下津たちの研究のように地下水流出/流入の形で具体的な数値を示すことはしないが、筑後川、菊池川、白川、大野川流域(+印)からその他の流域(-印)に地下水流出が起こっている可能性が高い。特に、白川、筑後川、大野川流域から緑川、大分川流域への地下水流出を仮定しないと、緑川、大分川流域における有意な残差(表一四)を説明することはできない。

本研究によって阿蘇西麓台地だけでなく、カルデラの南側や東側でも、地下水の流動が起こっている

可能性が示された。特に、カルデラ南側の緑川流域に湧泉が集中している事実(島野, 1987)は、本研究の結果と矛盾しない。次節では、本研究の結果と下津たちの研究の比較を行なう。

IV. 下津たちの研究との比較

1. 流域の設定と年間の水収支について

下津の最近の研究(下津, 2000)では、菊池川、白川、加勢川、御船川(図一の5)を一まとまりとして扱い、これら4流域で水収支が閉じると仮定している。菊池川流域については本研究と解析対象範囲が異なるが、これら4流域の水収支について今回得られた平均値は表一四の最下段に示した通りであり、降水量と流出高の残差(735mm/y)は9流域の平均値(593mm/y)よりも蒸発散量(それぞれ752mm/yおよび

図一八 下津(2000)による流域間の地下水流動の推定図(1978～1990年, 単位: $10^6 \text{m}^3/\text{y}$)。下津(2000)では阿蘇西麓台地の4水系のみが解析対象となっており、これらの流域外からの地下水がどこから来ているかについては明記されていない。また、菊池川については全流域が解析対象になっているわけではない。

Fig. 8 The groundwater movement (1978～1990, unit: $10^6 \text{m}^3/\text{y}$) estimated by Shimotsu (2000). In Shimotsu (2000), only 4 river systems in the western foot of the Aso volcanoes are analyzed. The origin of the inflow from basins other than these 4 systems are not mentioned. In addition, not all of the Kikuchi river basin is analyzed.

表一5 ティーセン法で求めた年降水量と本研究との比較(1996~1998年, 単位mm/y). RAMD (a)は補正後のレーダーアメダス解析雨量, Thiessen (b)はティーセン法で求めた流域平均降水量を表し, 後者を残差の計算に用いた. 最右列の○(×)は表一3と同じである. 蒸発散量については, 下津(2000)で用いられた700mm/yに観測誤差 20 W/m^2 ($=\pm 258\text{ mm/y}$)を考慮した.

Table 5 The comparison between the annual precipitation estimated by Thiessen method and the results of the present study (1996~1998, unit: mm/y). The column RAMD (a) shows Radar-AMeDAS precipitation after correction, while the column Thiessen (b) indicates the areal precipitation in the basin estimated by Thiessen method which is used to calculate the difference (P-Ro). The mark ○ (×) in the right-hand column is the same as for Table 3. To evaluate E, 700mm/y (Shimotsu, 2000) and the observational error ($20\text{ W/m}^2 = \pm 258\text{ mm/y}$) are taken into account.

流域名	地点名	降水量 (P)			流出高 (Ro)	残差 (P - Ro)	差は有意か?
		RAMD (a)	Thiessen (b)	(a - b)/a (%)			
1	筑後川 小淵	2,207	2,236	-1.31	1,438	798 ± 235	×
2	菊池川 玉名	2,537	2,290	9.74	1,535	755 ± 242	×
3	白川 代維橋	2,595	2,768	-6.67	1,833	935 ± 292	×
4	加勢川 大六橋	2,420	2,171	10.29	2,606	-435 ± 253	○
5	御船川 御船	2,354	2,312	1.78	2,045	267 ± 253	×
6	緑川 中甲橋	2,219	2,261	-1.89	2,251	10 ± 253	○
7	五ヶ瀬川 三輪	2,238	2,417	-8.00	1,769	648 ± 257	×
8	大野川 白滝橋	1,932	1,948	-0.83	1,165	783 ± 203	×
9	大分川 府内大橋	1,726	1,850	-7.18	1,514	336 ± 200	×
加重平均 (1~9)		2,194	2,216	-1.00	1,601	615 ± 236	×
同上 (2~5)		2,525	2,409	4.59	1,790	619 ± 257	×

712mm/y)に近い。つまり、これら4流域で水収支が閉じると仮定してもよい。

しかしながら、これまで述べてきたように水収支各項には必ず観測・算定誤差が伴う。下津(2000)の図-20IIでは、1978~1990年における流域間水収支関連図が示されているが、誤差については触れられていない。その図を本研究の結果と対応づけるために描き直したものが図-8であり、菊池川、白川流域以外から加勢川、御船川流域への地下水の流入(それぞれ $0.9 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{y}$, $0.4 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{y}$)が示されている。加勢川、御船川流域への地下水の流入は本研究の結果とも一致するが、その源は緑川ではない(表-4, 図-7)。なぜなら、緑川も降水量以上の流出高が見られるためであり、加勢川、御船川流域への地下水流入は緑川以外の流域からと考えなければならない。

2. ティーセン法で求めた降水量との比較

下津たちの一連の研究(下津, 1987, 1988, 2000; 下津・岩永, 1993; 下津ほか, 1979)では、流域平均降水量はティーセン法で求められている(例えば、下津ほか, 1979の図-2)。彼らは、AMeDAS以外のデータも用いて流域平均降水量を算定しているの

で直接比較はできないが(下津, 私信), 本研究でも図-4の23地点のAMeDASのデータを用いて、9流域の降水量をティーセン法で求めた(表-5, AMeDAS地点によるティーセン分割の図は省略)。

表-5によると、レーダーアメダス解析雨量とティーセン法による流域平均降水量の間には系統的な違いは見られない。両者の差はおおむね流域平均降水量の算定誤差(近藤・渡辺, 1991)の範囲に収まるが、解析対象流域におけるAMeDASの地点数が少ないために、表-5の(a-b)/aの値は全般的にばらついている。

次節で述べるように、下津(2000)では流域蒸発散量が一律に700mm/yとされている。そこで、ティーセン法で得られた年降水量と年流出高の残差と、年蒸発散量 $700 \pm 258 \text{ mm/y}$ (近藤, 1998bより観測誤差を 20 W/m^2 と仮定)の間に有意な差があるかどうか調べた(表-5)。ここで、III章2節で有意な差が見られた加勢川、緑川流域についてはレーダーアメダス解析雨量を用いた場合と同じ結果になっているものの(表-4)、大分川流域では両者の差が有意でなくなっている。しかしながら、そのほとんどが森林に覆われている大分川流域において(図-3)、年降水量と年流出高の残差が $336 \pm 200 \text{ mm/y}$ (表-5)

というのは、近藤ほか(1992)の森林の蒸発散量の算定結果と比較しても小さ過ぎる。やはり、流域外からの地下水の流入を考えるべきであろう。

3. 蒸発散量に関する比較

下津(2000)では、(1)阿蘇山と高森(図-4のT)の気温・日照時間を用いてソーンスウェイト法(Thornthwaite, 1948)で可能蒸発散量を算出し、(2)この値を標高によって比例配分して等蒸発散量線を描き、その面積平均値として流域蒸発散量を求めている。ただし、水田からの蒸発散量については800mm/yとしている。以下では、これらの妥当性について検討する。

結果的に、下津(2000)では年蒸発散量は一律700mm/yとなっている。この値は流域によらず一定で、経年変化も考えられていない。一方、本研究で、地表面状態と標高を考慮して得られた9流域の蒸発散量は 712 ± 258 mm/yであり(表-4)、下津(2000)が対象とした菊池川、白川、加勢川、御船川だけを取ってみても、 752 ± 258 mm/yとなる(表-4)。下津(2000)の年蒸発散量700mm/yと比較した場合、これらはいずれも誤差の範囲内に収まっている。また、流域間における蒸発散量の違いは、633mm/y(白川)~806mm/y(菊池川)程度あるが、この差も蒸発散量の観測・算定誤差 $20W/m^2$ (=258mm/y)の範囲内に入る。つまり、下津(2000)の年蒸発散量の推定は妥当だと言える。

一方、下津(2000)では、水田からの蒸発散量は800mm/yとされている。本研究で算定された水田の蒸発散量は、阿蘇カルデラ内(図-3のpaddy1)では778mm/y、カルデラ外(図-3のpaddy2)では914mm/yであり、両者の加重平均値は845mm/yになる。これもまた蒸発散量の推定誤差の範囲内なので、下津(2000)の水田からの年蒸発散量の推定も妥当だと言える。

しかしながら、日本ではソーンスウェイト法を用いると、蒸発散量は冬から春にかけて過小、夏から秋にかけて過大評価されることが知られている(例えば榎根, 1989)。この点は、本研究の範疇を越えるので詳細については述べないが、蒸発散量の季節変化について定量的な議論をする場合には、さらなる検討が必要であることを指摘しておく。

4. 分布型蒸発散量の算定方法に関する問題点

Ⅱ章6節で蒸発散量を分布型で求める際、ティー

セン法で気象官署の勢力圏を決定した(図-4)。一方、この図において阿蘇山と4つの気象官署を結ぶ直線を基準に、流域を分割するという方法もある。しかしながら、(1)阿蘇山測候所は解析対象地域内の最高地点ではなく、その東側に最高峰高岳(1,592m)があること、(2)白川流域の分水界となる阿蘇カルデラの大部分が熊本県の勢力圏に入ることから、本研究ではティーセン法を採用した。いずれにしろ今回採用した方法は便宜的なものである。この点についてはさらなる考察の余地がある。

図-5では、地表面被覆と標高、および気象官署との距離を考慮して分布型で蒸発散量を求めたが、本来ならば1kmメッシュごとに地表面熱収支を解き、得られた蒸発散量を流域別に集計するのがよい。しかしながら、1kmメッシュで得られる任意の年月日の気象要素は、本研究で内挿して作成したレーダーアメダス解析雨量のほかには、気温(例えば、菅野, 1997)と日射量(例えば、上原ほか, 1989)しかなく、熱収支解析に必要な湿度と風速、および下向き長波放射量に関するメッシュデータの存在を筆者たちは知らない。日本農村情報システム協会の気象情報農業高度利用システム(高谷・能登, 1998)はこの解決の一助になると考えられるが、1996~1998年のデータは保存されていない(八島, 私信)。今後、解析対象期間を更新し、これらのシステムを用いて本研究の結果を検証する必要があるだろう。

このような問題点があってもなお、分布型で蒸発散量を求めた意義は大きい。なぜなら、熊本市街地周辺のように都市と森林が混在するようなところでは、蒸発散量の分布に大きな違いが見られることが図-5では表現されているからである。これは、下津(2000)のように流域蒸発散量を一律700mm/yとして扱う研究では言及できなかったことである。

最後に、谷口(1998)は火山地域の湧水研究の問題点として、気象観測点が少ないことを挙げている。また榎根ほか(1987)は、水循環の研究では、新たなデータの出現によって結果の修正が必要になるかもしれない。常に、ある段階の研究のまとめは次の研究への出発にすぎないと述べている。下津(1986)も、より多くの観測地点における水収支の収集・蓄積を待つて確度の高い水収支の算定が今後必要となるだろうと述べている。そういう意味で、水文・気象・衛星データを用いて阿蘇山周辺の流域水収支を再検討した本研究は、この分野に一石を投じたのではないかと、筆者たちは考えている。

V. 結 論

水収支が定常状態になると考えられる1996年1月～1998年12月における、阿蘇山周辺9流域の水収支について検討した。まず、数値地図1kmメッシュを用いて、阿蘇火砕流堆積物が連続的に分布する範囲を覆う9流域を抽出した。次に、レーダーアメダス解析雨量と河川流量から残差(=年蒸発散量)を計算し、気象官署での熱収支を基に推定した流域蒸発散量と比較した。蒸発散量の算定の際には、国土数値情報1/10細分区画土地利用データと1998年5月22日撮影のLandsat TMデータを用いて、地表面状態の分類を事前に行なっておいた。本研究で明らかになったことをまとめると以下のようになる。

1. レーダーアメダス解析雨量をそのまま用いると、9流域の年降水量と年流出高の残差と流域蒸発散量の間に、観測・算定誤差を考慮してもなお説明できない違いが生じる。これは、レーダーアメダス解析雨量が過大評価されていることが原因であると考えられる。
2. 周囲23地点のAMeDASの観測値を用いてレーダーアメダス解析雨量に補正を施し、年降水量と年流出高の残差を求めると、9流域の平均値は誤差の範囲内で流域蒸発散量と一致する。しかしながら、加勢川、緑川、大分川流域についてはなお有意な差がある。加勢川流域については従来の研究の追認であるが、緑川・大分川流域に関する水収支の不一致は、本研究によって初めて明らかになった。
3. 阿蘇カルデラの東側にある大分川流域でも水収支の不一致が認められたことから、阿蘇西麓台地だけでは水収支が閉じない可能性が示唆される。つまり、この地域における広域水収支を考える際には、中部九州スケールで解析対象領域を設定する必要がある。

結局、冒頭で挙げた、竹田湧水群の水が阿蘇カルデラ起源であるかどうか(島野・戸次, 1992)については、本研究で明らかにすることはできなかった。この問題について、カルデラ内の水収支解析からは、外輪山からカルデラ北部の黒川流域への地下水流入が示唆されている(下津, 1976, 1986, 1987, 2000)。その一方、カルデラと外輪山外側の地下水の関係については、最近の研究でも解明されておらず、今後調査すべき重要事項であるという意見もある(田中, 2000)。2002年度は外輪山内外で水質調査を行なっ

て、この問題に迫りたい。

謝辞：本研究は、2001年度地理学調査法V(東京都立大学理学部地理学科で、卒業論文を書く前年に履修する選択必修の授業)の一環として行なったものです。この実習に参加して一緒に作業してくれた岡真一さん、岸田全功さん、北村彩子さん、丹木聡美さん、野口智子さん、波多野和儀さん、松本優子さんに感謝します。

本研究で用いたLandsat TMデータは、米国政府所有のものをSpaceImaging®/宇宙開発事業団から研究目的配布として提供していただいたものです。また、レーダーアメダス解析雨量は気象庁より提供していただきました。

桑形恒男さん(農業環境技術研究所)と丸山篤志さん(九州沖縄農業研究センター)には本研究の内容について熱く議論していただきました。八島寿樹さん(日本農村情報システム協会)には気象情報農業高度利用システムについて教えていただきました。大場和彦さん(九州沖縄農業研究センター)、榎根勇先生(愛知大学)、下津昌司さん(前熊本大学)、山本哲さん(気象研究所)、渡辺一徳さん(熊本大学)からは文献や資料を提供していただきました。近藤純正先生(東北大学名誉教授)には草稿を読んでいただき、コメントを頂戴しました。匿名査読者の意見は原稿を改良するのに役立ちました。

以上の皆様に感謝したいと思います。

引用文献

- 市川 勉(1998)：熊本地域における降雨と地下水位、湧水の関係について(Ⅰ)－湧水量と地下水位－，水利科学，41(6)，1-17。
- 市川 勉(1999)：熊本地域における降雨と地下水位、湧水の関係について(Ⅱ)－蒸発、水田涵養を考慮した降雨、地下水位と湧水の関係－，水利科学，43(4)，67-87。
- 岩井重久・石黒政儀(1970)：応用水文統計学，pp. 5-38，森北出版。
- 菅野洋光(1997)：ヤマセ吹走時におけるメッシュ日平均気温の推定，農業気象，53，11-19。
- 榎根 勇(1989)：水と気象，pp. 93-102，朝倉書店。
- 榎根 勇・島野英雄・田中伸廣(1987)：阿蘇西麓台地における地下水流動系，ハイドロロジー，17，111-120。
- 気象庁(1990)：地上気象観測統計指針，pp. 99-111，

- 気象庁.
- 国立天文台編(1999):理科年表,第72冊,pp. 気19 (213),丸善.
- 近藤純正(1994):水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—,pp. 90-91,朝倉書店.
- 近藤純正(1997):日本の水文気象(5):ポテンシャル蒸発量と気候湿潤度,水文・水資源学会誌,10, 450-457.
- 近藤純正(1998a):蒸発散量と降水量の気候学的研究—研究の指針—,天気,45, 269-277.
- 近藤純正(1998b):種々の植生地における蒸発散量の降水量および葉面積指数への依存性,水文・水資源学会誌,11, 679-693.
- 近藤純正(2000):地表面に近い大気の科学,pp. 71-73,東京大学出版会.
- 近藤純正・中園 信(1993):日本の水文気象(4):地域代表風速,熱収支の季節変化,舗装地と芝生地の蒸発散量,水文・水資源学会誌,6(1), 9-18.
- 近藤純正・渡辺 力(1991):広域陸面の蒸発—研究の指針—,天気,38, 699-710.
- 近藤純正・徐 健青(1997a):ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿潤度,天気,44, 875-883.
- 近藤純正・徐 健青(1997b):中国における地表面熱収支・水収支(3)裸地面資料の図表,pp. 13, 104-105, 114-115, 東北大学大学院理学研究科地球物理学教室.
- 近藤純正・桑形恒男・中園 信(1991a):地域代表風速の推定法,自然災害科学,10, 171-185.
- 近藤純正・中村 亘・山崎 剛(1991b):日射量および下向き大気放射量の推定,天気,38, 41-48.
- 近藤純正・中園 信・渡辺 力・桑形恒男(1992):日本の水文気象(3):森林における蒸発散量,水文・水資源学会誌,5(4), 8-18.
- 松本徹夫・松本幡郎(1981):阿蘇火山 世界一のカルデラ,pp. 24-25, 171-173, 183-185, 東海大学出版会.
- 宮本 昇・柴崎達雄・高橋 一・畠山 昭・山本荘毅(1962):阿蘇火山西麓台地の水理地質—日本の深層地下水(第1報),地質学雑誌,68, 282-292.
- 永井 茂・石井武政(1983):水質から地下水の起源・流動を探索—熊本平野の例—,地質ニュース, No. 349, 16-27.
- 永井 茂・石井武政・黒田和男(1983):熊本平野の地下水の水文化的研究,工業用水, No. 296, 27-43.
- 野上道男(1991):地理情報とくにラスター数値地図利用の高度化,情報地質,2, 331-339.
- 農林水産省経済局統計情報部(2000):平成10年産作物統計(普通作物・飼料作物・工業農作物),pp. 8-9, 農林統計協会.
- 大場和彦(1985):主要畑作物の蒸散量および気孔抵抗について,九州の農業気象, No. 21, 33-36.
- 大場和彦(1988):南九州におけるサツマイモ畑の蒸発散,農業気象,44, 91-99.
- 小野晃司・渡辺一徳(1985):阿蘇火山地質図,pp. 3, 地質調査所.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., Flannery, B.P., 丹慶勝市・奥村晴彦・佐藤俊郎・小林誠(1993):Numerical Recipes in C(日本語版)ニューメリカルレシピ・イン・シー C言語による数値計算のレシピ,pp. 448-452, 519-526, 技術評論社.
- 島野安雄(1987):阿蘇山周辺地域における湧泉の分布と若干の性状について,ハイドロロジー,17, 99-110.
- 島野安雄・戸次文夫(1992):名水を訪ねて (18)大分県の3名水,地下水学会誌,34, 109-120.
- 島野安雄・谷口真人・榎根 勇(1989):阿蘇西麓台地における地下水温の分布特性について,ハイドロロジー,19, 155-169.
- 下津昌司(1976):阿蘇火山カルデラ内における水収支,日本地下水学会会誌,18, 41-49.
- 下津昌司(1986):阿蘇火山体における循環地下水の特性について,日本地下水学会会誌,28, 1-13.
- 下津昌司(1987):阿蘇外輪山西麓域における地下水循環とその変化について,地下水学会誌,29, 161-170.
- 下津昌司(1988):阿蘇火山流域における水収支に関する観測研究,土木学会論文集, No. 393/II-9, 141-150.
- 下津昌司(2000):流域水収支に基づく水循環系(地表水—地下水系)変化の検討—阿蘇火山流域の事例—,地下水技術,42, 1-16.
- 下津昌司・岩永 彰(1993):阿蘇西麓域水系における水循環の変化について,水文・水資源学会誌,6(2), 3-11.
- 下津昌司・石崎勝義・北川 明(1979):広域水収支における地下水流動量の算定:阿蘇火山西麓部を例として,日本地下水学会会誌,21, 100-110.
- 新保明彦(2001a):レーダー・アメダス解析雨量

- (I), 天気, 48, 579-583.
新保明彦(2001b): レーダー・アメダス解析雨量
(II), 天気, 48, 777-784.
Smith, W.H.F. and Wessel, P. (1990): Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, 55, 293-305.
末包昭彦・榎根 勇(1980): 熊本平野における降雨に対する地下水位の応答, 地理学評論, 53, 666-671.
高谷 悟・能登正之(1998): 気象情報農業高度利用システムの概要, 農業気象, 54, 283-287.
田中伸廣(2000): 阿蘇山と水, pp. 159-163, 一の宮町史編集委員会.
谷口真人(1998): 「地下水涵養と流出」II. 火山地域における地下水涵養と流出, 日本水文学会誌, 28, 105-110.
谷口真人・島野安雄・榎根 勇(1989): 地下水温を用いた阿蘇西麓台地の地下水流動解析, ハイドロロジー, 19, 171-179.
Thiessen, A.H. (1911): Precipitation averages for large areas, *Mon. Wea. Rev.*, 39, 1082-1084.
Thorntwaite, C. W. (1948): An approach toward a rational classification of climate, *Geogr. Rev.*, 38, 55-94.
上原由子・清野 裕・原田昭彦(1989): 広島県における日照時間及び日射量のメッシュ化について, 農業気象, 45, 159-163.
若原勝二・藤川典久(1997): 1993年冷夏と1994年暑夏の日本の天候と循環場の特徴, 気象研究ノート, No. 189, 2-69.
渡邊基史(2002): GMTの使い方, http://www-seis.planet.sci.kobe-u.ac.jp/~kakehi/GMT/watanabe/watanabe_gmt.pdf (2002年2月).
Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1991): Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU*, 72, 441 & 445-446.
World Meteorological Organization (1994): Guide to Hydrological Practices, Fifth Edition, pp. 259-288, WMO-No. 168.
山本 哲(1991): レーダー・アメダス合成値による月降水量推定の検討, 研究時報, 43, 311-322.
予報部予報課(1995): レーダー・アメダス解析雨量の解析手法と精度, 測候時報, 62, 279-339.
(受付: 2002年1月8日, 受理: 2002年3月26日)