

異常気象リスクマップの紹介

齋藤 仁美*

1. はじめに

地球温暖化に伴って異常気象の増加が懸念される中、大雨や高温の発生頻度等に関する、空間的・時間的に詳細な情報が求められている。気象庁では、こうした要望に応えるため、全国各地における極端な現象の発生頻度や長期変化傾向に関する情報をわかりやすい図表形式で示した「異常気象リスクマップ」の提供を、平成18年度から開始した。

これまでに、大雨の強度をはじめとした降水量に関する統計的な調査を行い、ホームページ (<http://www.data.kishou.go.jp/climate/riskmap/index.html>) において公表している。本稿ではその内容を紹介する。

2. 方法

2.1 用いた観測データ

異常気象リスクマップにおける降水量に関する調査では、主に以下のデータを利用している。

①地上気象観測所の日降水量 (全国51地点)

気象台、測候所などの地上気象観測所のうち、1901年以降で移転がなかった地点、あるいは移転があってもその前後で観測データの統計量に有意な変化がなかった51地点の、1901~2006年の年最大日降水量を利用した。

②アメダスの24時間降水量 (全国約1,300地点)

地域気象観測所 (アメダス) のうち、アメダスによる観測が始まった1976年から2007年までの期間で20年分以上の観測値が蓄積されている約1,300地点の年最

大24時間降水量を利用した。異常気象リスクマップで用いる年最大24時間降水量は、年代によらず均質なデータとするため、アメダスのサンプリング間隔が短くなった近年のデータについても任意の毎正時における前24時間降水量から求めている。年最大24時間降水量は、1日が日界で区切られる年最大日降水量よりも大きくなる。

2.2 確率降水量の推定

2.2.1 確率降水量とは

異常気象リスクマップでは、稀にしか起こらないような極端な大雨の強度を示す資料として「確率降水量」を掲載している。

確率降水量とは「50年に1回の大雨」のように、統計的にある期間に1回起こると期待される降水量のことであり、対応する期間を再現期間という。異常気象リスクマップでは、2.2.2に述べる方法で、過去の降水量のデータから確率降水量を推定している。確率降水量はその地点でどれくらいの大雨が起こりうるかを示す資料であり、防災計画や河川計画などの背景となる気候情報である。

地上気象観測所の100年以上の長期間にわたるデータからは、長い再現期間の確率降水量を算出することができる。一方、アメダスのデータは、観測期間が短いと推定できる再現期間は短くなるが、空間的には密な情報を得ることができる。

2.2.2 確率降水量の推定方法

いま、年最大日 (もしくは24時間) 降水量 (以下、年最大降水量と呼ぶ) がある確率密度関数 $f(x)$ に従うと仮定する。 $f(x)$ を積分した $F(x)$ は年最大降水量が x mm 以下となる確率であり、 x mm を超える確率は $1-F(x)$ である (第1図)。年最大降水量 x mm の

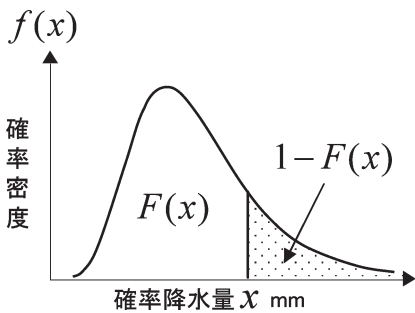
* Hitomi SAITO, 気象庁地球環境・海洋部気候情報課。

© 2009 日本気象学会

再現期間 T は、 $T = 1 / (1 - F(x))$ で求めることができ、再現期間 T 年の確率降水量 x もこの式から逆算して求めることができる。

つまり、観測された年最大降水量に適合する確率分布モデルを見出してやれば、それを元に任意の確率降水量、再現期間を推定することができる。

異常気象リスクマップでは、平成11年に河川技術者、学識経験者等によって策定された中小河川計画検討会(1999)を基本として確率分布を選択している(第2図)。すなわち、確率分布の候補として①グンベル分布、②一般化極値分布、③平方根指数型最大値分布、④対数ピアソンⅢ型分布、⑤対数正規分布の5種類を用意し、後述する方法で地点毎に最適なものを採用する。



第1図 確率密度関数 $f(x)$ と分布関数 $F(x)$ 。

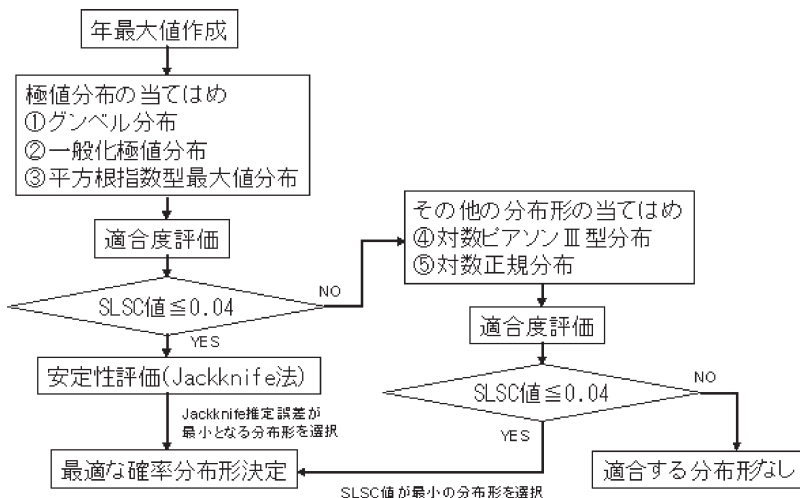
5種類の確率分布のうち、①～③は極値理論に基づく確率分布である。①グンベル分布は、極値分布のひとつであり、水文統計解析で数多く適用されている。②一般化極値分布は、Jenkinsonが3種に分類される極値分布を1つの形式に統一したものであり、③平方根指数型最大値分布は、江藤ほか(1986)により提案された、より大きな雨の生起を可能にする分布である。一方、④と⑤は極値理論を背景とするものではないが、極値資料によく適合する場合があることから、従来から用いられている分布である。④対数ピアソンⅢ型分布は、1967年にアメリカの水資源審議会(Water Resources Council)により、アメリカ国内の洪水頻度解析の標準モデルとして推奨されたものである。また、水文統計の分野では、対数変換を行なうと近似的に正規分布とみなし得ることが多いことから、⑤対数正規分布が古くから用いられている。各確率分布の詳細については、水文・水資源学会編(1997)ほかを参照されたい。

これらの確率分布のうち、まず、グンベル分布、一般化極値分布、平方根指数型最大値分布の3種類の極値分布を仮定し、観測データとの適合度の指標であるSLSC(Standard Least-Squares Criterion: 標準最小二乗規準)を計算する。

SLSCは、宝・高棹(1988)により提案された指標で、「観測値をプロットングポジション公式で並べた場合」と「確率分布から推定した場合」との確率降水量の差の大きさを指標化したものである。プロットングポジション公式とは、観測値を降順に並べたときの順位に基づき、その観測値に対応する確率値を与える公式である。

ここでいう安定性とは、データセットの一部が少し変化したときにも、そこから推定される確率降水量が大きく変わらないということであり、ここではジャックナイフ法で評価する。 N 個のデータから i 番

SLSCが0.04以下となる確率分布があれば、その中で最も安定性の高いものを最適な確率分布として採用する。ここでいう安定性とは、データセットの一部が少し変化したときにも、そこから推定される確率降水量が大きく変わらないということであり、ここではジャックナイフ法で評価する。 N 個のデータから i 番



第2図 確率分布形の選択アルゴリズム。

目のデータを除いた $N-1$ 個のデータセットを N 組作成し、それぞれのデータセットから計算される確率降水量のばらつきが小さいほうが、安定性が高いと判断する。

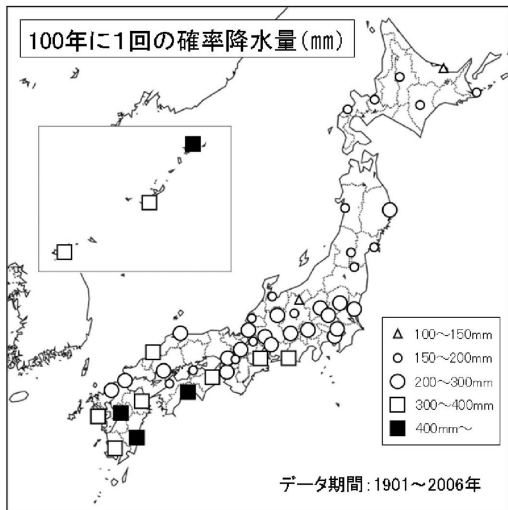
3種類の確率分布のSLSCが全て0.04より大きい場合は、対数ピアソンIII型分布と対数正規分布を仮定し、2種類の確率分布のうちSLSCの小さい方が0.04以下であれば、その確率分布を採用する。

5種類の確率分布のSLSCが全て0.04より大きい場合は、最もSLSCが小さいものを採用するが、適合度が基準を満たしていないことに留意する必要がある。ホームページには、採用した確率分布だけでなくSLSCもあわせて掲載した。

上記の確率降水量についての基本的な考え方や具体的な算出方法については、観測部観測課統計室(2006)に解説がまとめられており、これを参考にした。

3. どれくらいの大雨が起こりうるか

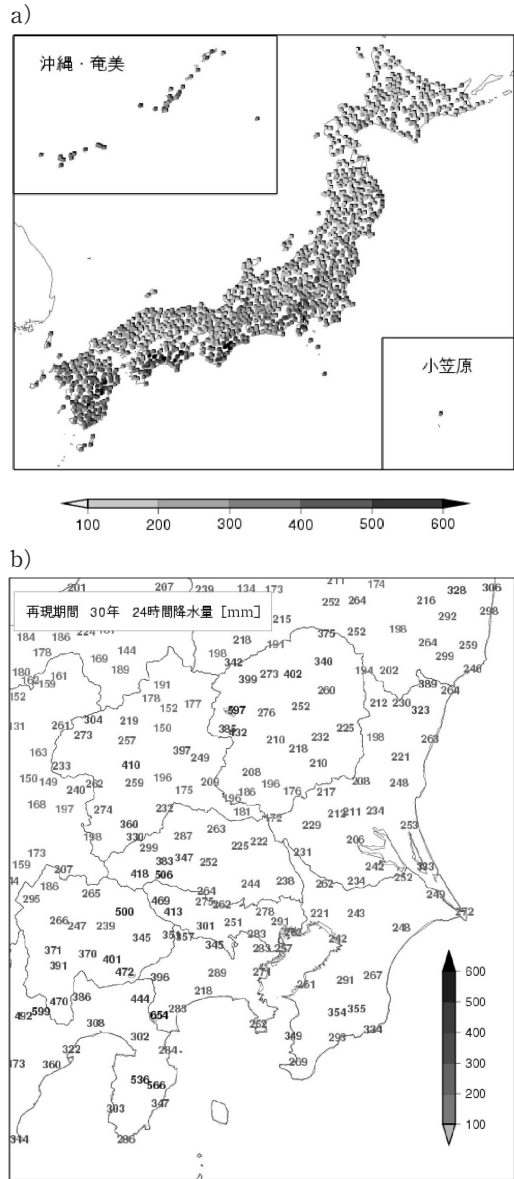
100年以上の日降水量データが利用可能な全国51地点の地上気象観測所における1901年~2006年の年最大日降水量から推定された、再現期間100年の確率降水量を第3図に示す。再現期間100年の日降水量は、北日本では100~200 mm程度、東・西日本では200~400 mm程度であることがわかる。ホームページで



第3図 全国51地点における1901~2006年の年最大日降水量から推定した再現期間100年の確率降水量。

は、地点ごとの再現期間30年、50年、100年、200年の確率降水量を取得することができる。

また、アメダスにおける1976~2007年の年最大24時間降水量から推定された、再現期間30年の確率降水量を第4図aに示す。第3図と比較すると、推定できる再現期間は短いものの、空間的には密な情報が得ら



第4図 アメダス地点における1976~2007年の年最大24時間降水量から推定した再現期間30年の確率降水量。a:全国図, b:関東地方拡大図。

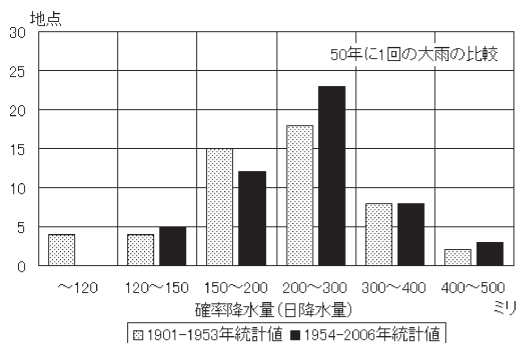
れていることが分かる。再現期間30年の24時間降水量は、北日本では概ね100~200 mm で多いところでは300 mm 以上、西日本の太平洋側では概ね200~400 mm で多いところでは600 mm 以上などとなっている。奈良県や三重県、宮崎県では700 mm 以上の地点もある。ホームページでは、地点ごとの再現期間30年、50年の確率降水量を取得できるほか、第4図bのような地域ごとの拡大図を見ることができる。

4. 大雨はふえているのか

ある1地点で見ると大雨の発生回数はそれほど多くない上に、年々の変動も大きいので、1地点のデータだけで大雨の強度や頻度が長期的に変化しているかどうかを統計的に判断することは困難である。地球温暖化のようなスケールの大きな気候変動に伴う大雨の変化傾向を監視するためには、複数の地点のデータを使って、ある程度広い地域の平均的な変化傾向を見る必要がある。

まずは大雨の強度に注目する。1901~2006年の106年間を前半の53年と後半の53年に分けて、それぞれの期間において全国51地点の再現期間50年の日降水量を算出し、ヒストグラムで示す(第5図)。前半の1901~1953年に比べると、後半の1954~2006年の分布は、51地点全体としては確率降水量が大きいほうにシフトしており、推定される50年に1回の大雨の強度が増大していることが分かる。

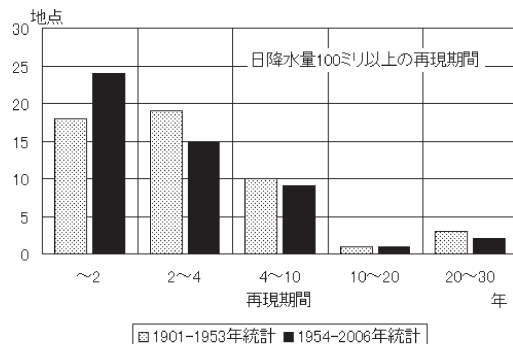
続いて大雨の頻度に注目する。さきほどと同様に106年間を前半と後半に分けたときの、全国51地点の日降水量100 mm 以上の再現期間のヒストグラムを第



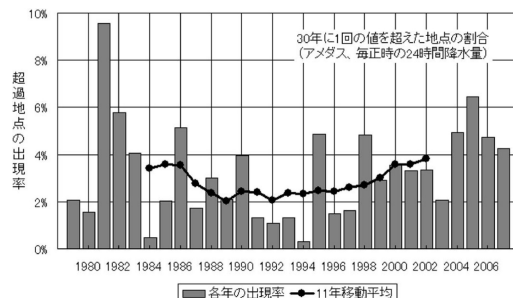
第5図 全国51地点における再現期間50年の日降水量のヒストグラム。灰色：1901~1953年のデータによる、黒色：1954~2006年のデータによる。

6図に示す。前半の1901~1953年では再現期間2~4年の地点が最も多いのに対し、後半の1954~2006年では再現期間2年未満の地点数が最も多くなっており、後半の期間において再現期間が短くなった地点が多いことが分かる。気象庁(2005)では、日本における大雨の出現数は長期的に増加傾向にあり、これには地球温暖化による影響があらわれている可能性があることが指摘されているが、第6図はこの増加傾向を裏付ける結果となっている。

なお、第7図は1979~2007年において、再現期間30年の確率降水量を超える年最大24時間降水量を観測したアメダス地点が全体の何%だったかを年毎に示している。再現期間30年の確率降水量を超えるような大雨を観測したアメダス地点の割合は、1981~1982年に多く、その後一旦減少し、1990年代後半から再び増加し



第6図 全国51地点における日降水量100 mm の再現期間のヒストグラム。灰色：1901~1953年のデータによる、黒色：1954~2006年のデータによる。



第7図 年最大24時間降水量が再現期間30年の確率降水量を超えたアメダス地点の出現率。棒グラフ：各年の出現率、折れ線：11年移動平均値。

ているようにも見えるが、アメダスの観測期間はようやく30年を超えたところであり、長期的な変化傾向を議論するのは難しい。アメダスによる観測データを元に、より空間的に密な大雨の長期的な変化傾向を明らかにするには、今後の観測データの蓄積が待たれる。

5. おわりに

大雨や高温がどの地域でどの程度発生しているのか、どの程度増加しているかといった情報は、全国各地域における防災計画や河川計画の背景となる気候情報である。また、地域における気候特性についての知識の普及にも役立つと考えられる。気象庁のホームページでは、ここで紹介した情報のほかにも、アメダス平年値に基づく少雨の情報や、全国51地点における年降水量の変動幅についての調査結果なども掲載している。今後も利用者からの要望などを踏まえ、気温に

関連した要素を追加するなど、随時拡充していく予定である。

参 考 文 献

- 江藤剛治, 室田 明, 米谷恒春, 木下武雄, 1986: 大雨の頻度. 土木学会論文集, (369)/II-5, 165-174.
- 観測部観測課統計室, 2006: 確率雨量と再現期間の推定. 測候時報, 73, 51-72.
- 気象庁, 2005: 異常気象レポート2005.
- 水文・水資源学会編, 1997: 水文・水資源ハンドブック. 朝倉書店, 228-255.
- 宝 馨, 高棹琢馬, 1988: 水文頻度解析における確率分布モデルの評価規準. 土木学会論文集, (393)/II-9, 151-160.
- 中小河川計画検討会, 1999: 中小河川計画の手引き(案). (財)国土開発技術研究センター, 242 pp.